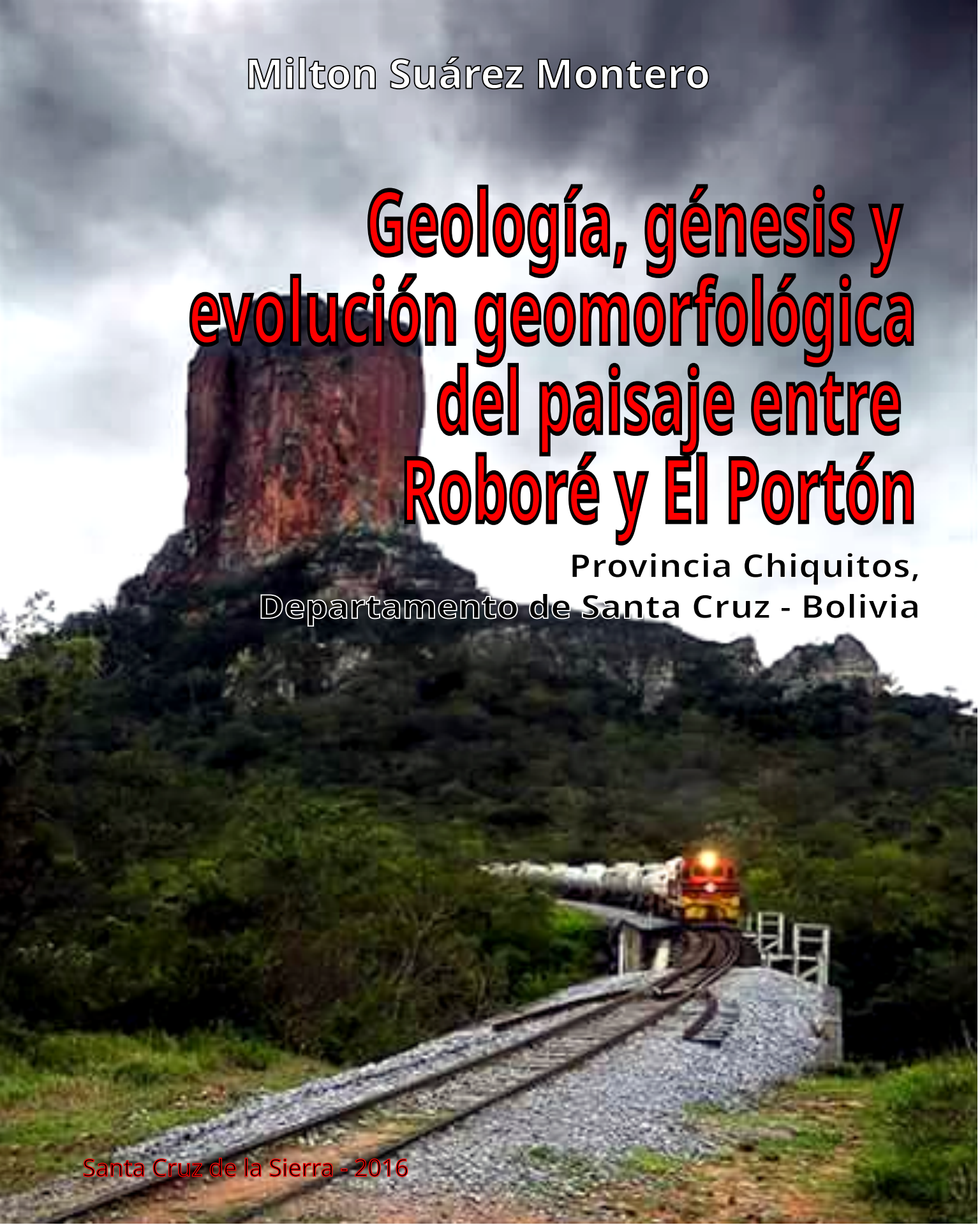
Milton Suárez Montero

# Geología, génesis y evolución geomorfológica del paisaje entre Roboré y El Portón

Provincia Chiquitos,
Departamento de Santa Cruz - Bolivia



Santa Cruz de la Sierra - 2016

# Geología, génesis y evolución geomorfológica del paisaje entre Roboré y El Portón

Conmemoración del Centenario de la Fundación de Roboré

# Geología, génesis y evolución geomorfológica del paisaje entre Roboré y El Portón

**Provincia Chiquitos, Departamento de Santa Cruz – Bolivia**

Ing. MSc. Milton Suárez Montero

Diciembre 2016

Santa Cruz de la Sierra

Título: Geología, génesis y evolución geomorfológica del paisaje entre Roboré y El Portón.

Subtítulo: Provincia Chiquitos, Departamento de Santa Cruz – Bolivia.

Edición: primera.

Editorial: independiente, por el autor.

Subárea: 624.151 Ingeniería geológica

Autor: Suárez Montero, Milton (Bolivia).

Email: miltonsuarez1712@gmail.com

Este libro fue editado en los sistemas KOMA-Script y LaTeX.

A Roboré, el de la tierra colorada, que me vio nacer y de sus aguas fresca que me dio de beber, que en mi adolescencia y juventud bajo un Sol ardiente me vio crecer, física y moralmente bajo una fe católica ferviente.

A este noble pueblo que me lo dio todo, dedico en este su *Primer Centenario* con admiración y respeto el presente trabajo de investigación titulado: *Geología, génesis y evolución del paisaje entre Roboré y El Portón*, que contribuya, de alguna manera, a un mejor conocimiento de tan enigmático y maravilloso sector con que la naturaleza lo ha dotado y, que ello, como dice mi Prologuista, aporte también de alguna manera a la nueva modalidad de un Geoturismo; donde el guía se sienta seguro en responder las expectativas del turista que siempre es muy exigente en escudriñar el origen de las cosas.

# Índice general

**1. Introducción** **19**

**2. Arreglo espacial de las Serranías Chiquitanas** **23**

2.1. Serranía de El Carmen . . . . . 24

2.2. Serranía de Santiago . . . . . 25

2.3. Serranía de Taperas . . . . . 26

2.4. Serranía de San José . . . . . 27

2.5. Serranía Quimome – Tunas . . . . . 28

2.6. Serranía de Laguna Concepción . . . . . 29

**3. Bosquejo del paisaje en gradas** **31**

**4. Unidades geotectónicas mayores** **37**

**5. Marco geológico** **41**

5.1. Precámbrico Superior: Ciclo Orogénico Brasiliano . . . . . 42

5.2. Paleozoico: Ciclo Orogénico Postbrasiliano . . . . . 43

5.2.1. Silúrico: Grupo San José . . . . . 43

5.2.2. Devónico: Grupo Santiago . . . . . 44

5.3. Mesozoico: Ciclo Orogénico Postbrasiliano . . . . . 50

5.3.1. Cretácico: Grupo El Portón . . . . . 50

5.3.2. El clima en el área de estudio durante el Mesozoico . . . . 53
5.4. Cenozoico: Ciclo Orogénico Postbrasiliano . . . . . 54
5.4.1. Paleoceno: formación de duricostras . . . . . 54
5.4.2. Cuaternario: depósitos superficiales . . . . . 59

**6. Marco tectónico** **67**
6.1. Estructuras geológicas . . . . . 67
6.1.1. Sinclinal de Tucabaca . . . . . 67
6.1.2. Anticlinal de Limoncito . . . . . 70
6.1.3. Falla Normal de El Portón . . . . . 72
6.1.4. Falla Transversal Chochís . . . . . 72
6.1.5. Falla Transversal de El Portón . . . . . 73
6.2. Tectónica del Mesozoico . . . . . 75
6.2.1. La falla inversa regional de cabalgamiento . . . . . 75
6.3. Tectónica del Cenozoico durante el Terciario . . . . . 77
6.3.1. La Epirogénesis Santa Ana . . . . . 77
6.3.2. Implantación del sistema de drenaje en el área . . . . . 78
6.3.3. La profundización del cauce de los ríos y formación de cascadas o chorros . . . . . 79
6.4. La reciente etapa Neotectónica . . . . . 80
6.4.1. Superficie de erosión Tres Lagunas . . . . . 80

**7. Génesis y evolución geomorfológica** **83**
7.1. Antecedentes geohistóricos del Continente Gondwana . . . . . 85
7.1.1. El Ciclo Gondwana en el Mesozoico(Triásico, Jurásico, Cretácico) . . . . . 88

7.2. Separación del Continente Gondwana . . . . . 89
7.3. Inicio y conclusión del clima hipertropical . . . . . 90
7.4. El Ciclo Postgondwana en el Cenozoico (Terciario, Cuaternario) . 96
7.5. Inicio y evolución del paisaje entre Roboré y El Portón . . . . . 101
7.6. Origen de los inselbergs . . . . . 103
7.7. Niveles o superficies de erosión entre Ipías y Roboré . . . . . 108

**8. Conclusiones** **115**

**Bibliografía** **121**

# Índice de figuras

2.1. Arreglo espacial de las Serranías Chiquitanas . . . . . 30

3.1. Desnivel topográfico en el barrio Marista . . . . . 34
3.2. Bosquejo del paisaje en gradas. . . . . 35

4.1. Unidades geotectónicas mayores . . . . . 40

5.1. Clarkeia antisiencis de la Formación El Picacho. . . . . 45
5.2. Vermes de la Formación Roboré. . . . . 47
5.3. Ondulitas en la formación Roboré . . . . . 48
5.4. Cerro de forma relicta, cerro testigo o butte. . . . . 55
5.5. Brecha laterítica. . . . . 59
5.6. Cerro San Miguel. . . . . 60
5.7. Vegetación en la zona de estudio . . . . . 63
5.8. Mapa geológico esquemático, vista en planta; colores según la Comisión para el Mapa Geológico del Mundo (París, Francia). . . . . 64
5.9. Mapa geológico esquemático y cortes estratigráficos; colores según la Comisión para el Mapa Geológico del Mundo (París, Francia). . 65

6.1. El mirador de Santiago y el valle del río Tucabaca. . . . . 69
6.2. Inclinación ligera de la Torre El Portón . . . . . 73

6.3. Profundización del cauce de los ríos. . . . . 79
6.4. Chorro de San Luís. . . . . 81

7.1. Diferentes niveles de aplanamiento . . . . . 84
7.2. Vista aérea de los diferentes niveles de aplanamiento . . . . . 85
7.3. Configuración del continente Gondwana en el pasado . . . . . 86
7.4. Bornhard. . . . . 97
7.5. Tors (Fuente: Facebook). . . . . 98
7.6. Corestones o bloque de rocas (Fuente: Facebook). . . . . 99
7.7. Esquema de los eventos del Ciclo Postgondwana. . . . . 100
7.8. Torre El Portón. . . . . 102
7.9. Monolitos de Santiago de Chiquitos. . . . . 104
7.10. Tor entre Concepción y San Javier de Velasco . . . . . 105

8.1. Conclusión gráfica, fases 1 a 2. . . . . 116
8.2. Conclusión gráfica, fases 3 a 4. . . . . 117
8.3. Instalación y profundización de los ríos. . . . . 118
8.4. Columnas estratigráficas. . . . . 119

# Índice de cuadros

7.1. Eventos del Ciclo Gondwana. . . . . 95
7.2. Eventos del Ciclo Postgondwana. . . . . 98

# Prólogo

Desde muy niño viajaba a la tierra del nacimiento de mi padre, pero en ese entonces estaba encantado no por la geología sino por la vegetación, la variedad de fauna silvestre, el color rojo de los suelos, los manantiales y ríos de la zona y el calor de verano. Roboré era un paraíso para un paceño que solo conocía frío y poca vegetación.

Con el pasar de los años y con la formación paralela a un ingeniero geólogo yo trataba de entender la Geología de los alrededores de Roboré. Visité los pueblos cercanos a la línea de la vía férrea entre Puerto Quijarro y San José, y los pueblos de la Misión Jesuita a la Chiquitanía (como San Ignacio, Santa Ana y Concepción). En una de esas travesías pude recolectar diferentes rocas, como aquella de la plataforma sudamericana y otras rocas mayormente ígneas. Cerca de Santiago extraje una arenisca y una roca similar de mayor peso unitario y con propiedades magnéticas, ahora deduzco con este libro que esa muestra era una *duricostra*.

De San José hacia Roboré, tanto por tren o carro, no deja atraer y llamar gran atención las serranías que emergen de una gran planicie; y de ir serpenteando por la línea férrea o la carretera aquellas serranías deja finalmente ver la Torre de El Portón, realmente amerita parar el carro, bajarse y como mínimo tomar

una fotografía. Similar sensación a la descrita por el autor de esta monografía, quien es mi padre y quién me incentivó el amor a la Geología, tuve todas las veces que pasé por estos sitios *admirar* la belleza natural.

La presente monografía, el cual me siento orgulloso de escribir el prólogo, es un texto científico orientado a aquel lector que no es experto en temas de la fantástica ciencia de la Geología. Está escrito en lenguaje fácil y con los conceptos claros de esta ciencia, muchas veces de forma repetida y con sinónimos para que el lector se vaya familiarizando con los términos técnicos que se usa.

Nada sería eso, este texto muestra de forma clara y apasionante el misticismo de la vasta región del paisaje del municipio de Roboré en la provincia Chiquitos. El autor tiene tanto cariño y conocimiento sobre la Geología de esta región que transmite ya en los primeros párrafos ese mensaje, y hace que el lector se cuestione con la Geología (de igual forma como le sucedió a Alcides dÓrbigny) al llegar a esta fantástica región. No solo los nativos y los nacionales se fascinan de la Geología y el paisaje de la región, sino los extranjeros han llamado como *mística* la región cuando vinieron a estudiar la geología del sitio.

No descarto la posibilidad de que la región que en este texto se explica sea un sitio calificado como *sitio para realizar el turismo geológico* (lo que ahora se promueve como *Geoturismo*), y que el presente texto sea el principal referente para esta actividad turística.

Ludger O. Suárez-Burgoa.

# Agradecimientos

En un trabajo de esta índole como el que presento las personas que participan en el logro u objetivo mismo no solo es el autor intelectual, sino de un grupo de personas pero siempre es una labor de equipo.

Quiero expresar mi agradecimiento al profesor Ludger O. Suárez Burgoa, quien me brindó el apoyo necesario en un momento difícil de mi vida cuando estaba acosado por una dolencia que me mantuvo por largo tiempo en el exterior al márgen de la investigación; y él, de alguna manera, retomó la conducción, aportando ideas, corrigiendo el texto y estructurando el diseño gráfico del mismo; esfuerzo por demás ponderable porque representaba horas extraordinarias al margen de sus actividades profesionales.

A mi exalumna y ahora ingeniera Vania Choquevilca que preparó en formato digital todos los cuadros y figuras preliminares que contiene el documento. Asimismo, se extiende los agradecimientos al estudiante Jhon Esteban Tabares por su aporte en el acabado final del texto, cuadros, figuras y referencias en el programa LaTeX.

Milton Suárez Montero.

# 1 Introducción

Tal vez el primer humano en admirar y describir (además con pensamiento científico) la extraordinaria belleza del relieve y paisaje de Chochís y El Portón en su misión hacia Santiago de Chiquitos fue don Alcides dÓrbigny en 1831. Ni siquiera los padres jesuitas lo hicieron en su momento porque su objetivo era otro «conquistar almas de infieles indígenas a la verdadera fe cristiana», ya que la ruta seguida por estos misioneros era de San José hacia las salinas del Chaco Boreal.

> En la cumbre de la cadena montañosa, bastante cerca de la famosa montaña de Chochís, el punto más elevado de toda la cadena, pasé al pié de un pico recto como una flecha de casi doscientos metros de altura y que, suspendido sobre la cabeza del viajero, parece amenazarlo con caer al menor soplo del viento. Esta forma aguda de los montículos de gres (areniscas) es de las más singulares. ([21])

El pico *recto como una flecha* a la que se refería el sabio francés es la espectacular *Torre de El Portón* actual.

En años posteriores [1] se describe al área desde el punto de vista de la Geología a partir del cerro de El Mutún y a lo largo de la serranía de Santiago y San José,

y otros estudios con motivo de la construcción del FF.CC. de Corumbá a Santa Cruz de la Sierra.

En el estudio de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (Y.P.F.B.) [5] (Pág. 72) se introduce ampliamente en la caracterización de las diferentes unidades de rocas de lo que llama *Serranías Chiquitanas* (Zona Roboré) y describe con mucha precisión la Geología y Estratigrafía de Chochís y El Portón.

El informe final del Proyecto Precámbrico en edición impresa titulado: *La Geología y Recursos Minerales del Escudo Precámbrico Boliviano*, 1986, hace una pequeña mención del posible origen y evolución geomorfológica de El Portón y Chochiís al comparar este sector con lo sucedido en la meseta de Huanchaca, noreste del Departamento de Santa Cruz, provincia Velasco.

Lo propio hizo Litherland y Power [17], del Servicio Geológico Británico, integrantes del grupo de investigación del Precámbrico en un estudio más específico sobre la meseta de Huanchaca, señalando que lo que sucedió en este lugar se puede replicar en Chochís y El Portón.

Tal vez caminantes, viajeros, comerciantes en los primeros albores del tráfico entre Santa Cruz y Puerto Suárez, al compás del caminar cansino de los bueyes que arrastraban los carretones y las pascanas de plenilunio, seguramente se componían poemas y canciones alusivas e inspiradas en la belleza del paisaje.

Más allá de todo aquello nunca se penetró en formular una hipótesis tentativa, preliminar sobre cuál podría ser el origen de tan extraordinaria maravilla de la naturaleza. En los tiempos actuales, turistas y gente propia del lugar deben tener

las mismas interrogantes y dan rienda suelta a su imaginación; como por ejemplo de que son formas modeladas por acción volcánica, una caldera volcánica, acción diluviana, sismos, terremotos, castigo de los dioses o la caída de un meteorito.

Entonces lo que se pretende en esta investigación muy preliminar por cierto, es aproximarse por vez primera para averiguar el origen y evolución geológica y geomorfológica del paisaje en cuestión, basado en técnicas y conocimientos mejor elaborados y con cierta base científica.

El área comprendida entre Roboré, Chochís y El Portón, política y administrativamente se encuentra en el Municipio de Roboré de la provincia Chiquitos del departamento de Santa Cruz, a lo largo del ferrocarril que une las ciudades de Santa Cruz, Quijarro y la brasileña Corumbá. La Carretera Bioceánica que articula los puertos de Santos (Brasil) y Arica (Chile) permite también el acceso al sitio desde la ciudad de Santa Cruz y viceversa.

# 2 Arreglo espacial de las Serranías Chiquitanas

La representación y descripción de las serranías Chiquitanas, para salir de lo común y aprovechando la verdadera distribución espacial que muestra la imagen satelital, se describirá del sudeste al noroeste; vale decir, desde una serie de cerros aislados al sur del cerro El Mutún hasta la comunidad de Tunas ruta a la ciudad de Santa Cruz, donde tienen su punto terminal evidente.

Muchos eventos geológicos y tectónicos han influido, tanto en la distribución como en la orientación de estas unidades morfoestructurales, por ello proponemos la siguiente repartición.

Resulta interesante hacer notar que el conjunto de la Serranía de Santiago y la de El Carmen manifiestan una inclinación notable de noroeste a sudeste. El macizo de Chochís a 1300 msnm por el noroeste y el extremo sudeste de la Serranía de El Carmen con apenas 200 msnm.

Sin embargo, la unidad de las serranías de San José y Quimome – Tunas, opuestamente al anterior conjunto, se ladea del sudeste hacia el noroeste desde los 650 msnm en la Serranía de San José hasta los 300 msnm en las proximidades de Tunas.

## 2.1. Serranía de El Carmen

Podríamos considerar que la Serranía de El Carmen se prolonga hacia el sudeste mediante un grupo de montículos o relictos aislados que atraviesan la frontera brasilera y se dirigen hacia el río Paraguay, hundiéndose en los sedimentos aluviales del mismo. No obstante, la composición litológica de estos elementos aislados son calizas mayoritariamente de edad Precámbrica o Proterozoico Superior, a diferencia de las areniscas devónicas del cordón continuo de la Serranía de El Carmen en dirección noroeste.

Esta situación puede deberse al hundimiento y disminución altitudinal gradual hacia el sudeste que experimenta en gran parte este tramo de las Serranías Chiquitanas, como consecuencia de acontecimientos de origen tectónico y erosión posterior ocasionado por la *Línea Tectónica de Chiquitos*, como se verá más adelante.

El cinturón masivo y continuo de la Serranía de El Carmen (con rumbo o dirección noroeste) se inicia exactamente a partir del Cerro Rojo; el mismo es un interesante prospecto de hierro y manganeso, bien pegado a la serranía y por detrás de la serranía El Carmen.

La extensión de este cinturón masivo es de 50 km (más o menos) y concluye en el corte, garganta o desfiladero que efectúa el río Tucabaca a la serranía en las proximidades de la estación ferroviaria de Candelaria. Dicho corte o desfiladero no es otra cosa que una falla geológica que aprovecha muy bien el río para salir a la cuenca del río Paraguay. Esta dislocación tectónica es una falla de

desplazamiento de rumbo horizontal que separa la cadena de El Carmen de la Serranía de Santiago.

La altura de la Serranía de El Carmen puede fluctuar entre 200 msnm a 400 msnm, aproximadamente. No obstante se menciona al *Monte Carmelo* como el punto culminante de la Serranía de El Carmen con 650 msnm, aproximadamente [10].

## 2.2. Serranía de Santiago

La denominación de *Serranía de Santiago* data de mucho tiempo atrás por encontrarse en la cima de ella la población de Santiago de Chiquitos (entre 700 msnm y 800 msnm) en una posición que le da un clima muy agradable en esta región originalmente cálida. Sin embargo, para tener una calificación más cabal, dicho elemento orográfico podría nombrarse también como *Serranía de Santiago – Roboré – Chochís*.

La Serranía de Santiago, al igual que la anterior, manifiesta una alineación noroeste – sudeste con una longitud tentativa de 130 km y un valor altitudinal promedio de 800 msnm a 900 msnm; donde el lugar más elevado está ubicado en la cúspide del Cerro de Chochís en el extremo noroeste con 1300 msnm aproximadamente. Este extremo se establece como la cima más alta de la Chiquitanía. Al noreste de Roboré existe una elevación en forma de mesa, ligeramente inclinada hacia el suroeste, conocida como cerro Santa Bárbara que alcanza los 1000 msnm. La Serranía de Santiago está íntegramente conformada por arenis-

cas de edad devónica y en el sector de Chochís por areniscas más jóvenes de edad Cretácica Superior, como se verá más adelante.

Resulta portentoso cómo la *Línea Tectónica de Chiquitos* creó una impresionante pared o escarpe vertical, particularmente en la Serranía de Santiago, lo que se constituye para muchos como *El Mirador* a pocos kilómetros de la localidad de Santiago. Desde ahí se puede apreciar en toda su magnitud el Valle de Tucabaca. Dicha pared rocosa vertical se mantiene como tal hasta la comunidad de Candelaria donde el río Tucabaca corta la montaña. De este punto pierde altura y majestuosidad para continuar hacia el sudeste.

En el contexto actual, tanto la Serranía de El Carmen como la de Santiago es hechura perfecta de un evento geológico como es la *Línea Tectónica de Chiquitos* (Figura 2.1)

## 2.3. Serranía de Taperas

La Serranía de Santiago remata, como se anotó con anterioridad, en el compacto bloque de Chochís. A los 45 km (más o menos) hacia el noroeste sobresale notoriamente la Serranía de Taperas de dirección casi Este – Oeste. Como se puede apreciar, la orientación o rumbo de esta cadena montañosa es totalmente diferente al conjunto de la Serranía de Santiago, razón por la cual se sigue sosteniendo la incidencia de los eventos geológicos y tectónicos que experimentó el área en un momento dado del tiempo geológico pasado.

La comunidad de Taperas se halla al pie de la Serranía a una altura de 400 msnm, mientras que el punto más elevado de dicho cordón orográfico es de aproximadamente 750 msnm y su extensión aproximada alcanza por lo menos 30 km. La composición litológica de la que está conformada la serranía son mayoritariamente calizas, areniscas, lutitas, cuarcitas y neises de edad Precámbrica o Proterozoico Superior.

La cadena de Taperas está ligeramente desplazada hacia el norte respecto a la Serranía de San José como consecuencia de una falla geológica de rumbo o de desplazamiento horizontal que hizo mover al bloque de Taperas hacia arriba y descender al de San José.

## 2.4. Serranía de San José

Probablemente debido a la falla geológica mencionada líneas arriba la *Serranía de San José* adopta un cambio de rumbo de sudeste a noroeste con relación a la anterior unidad; además que expresivamente es más amplia que la Serranía de Taperas y de mayor longitud, abarcando tentativamente una extensión de 50 km y una altitud promedio que puede oscilar de 600 msnm a 650 msnm. La Serranía en cuestión está ubicada a 10 km al sur de la localidad de San José de Chiquitos, ciudad esta localizada a una altitud de 300 msnm.

La composición litológica de la Serranía de San José mayoritariamente está compuesta de areniscas y conglomerados de edad Silúrica, como también calizas y areniscas de edad Precámbrica del Grupo Tucabaca, además de una espesa cu-

bierta laterítica de óxido de hierro de edad Terciaria.

## 2.5. Serranía Quimome – Tunas

Este tramo penúltimo de las Serranías Chiquitanas se encuentra separado de la Serranía de San José por el curso del río Quimome, que nace en los bañados del Isosog y que se vale de una zona de debilidad dada por una falla de reajuste de desplazamiento horizontal al igual que las anteriores unidades; la misma que desplaza ligeramente hacia el norte a la Serranía Quimome – Tunas; mientras que el bloque de la Serranía de San José lo hace hacia el sur. Por otro lado, la serranía que nos ocupa se constriñe considerablemente respecto a la Serranía de San José.

La longitud estimada de la Serranía Quimome – Tunas es de 50 km, culminando entre las coordenadas de 17°21′51″ de latitud Sur y 61°45′22″ de longitud al Oeste. La comunidad de Quimome se asienta a 350 msnm y la altitud media de la serie orográfica varía entre los 480 msnm y 440 msnm; mientras que el lugar más extremo al noroeste, señalado por las anteriores coordenadas geográficas, es de apenas de 300 msnm.

Las rocas que componen la Serranía Quimome – Tunas son las mismas unidades litoestratigráficas de la Serranía de San José.

## 2.6. Serranía de Laguna Concepción

El mapa Político de Bolivia (escala 1 : 1000000 Edición 1, IGM, 1994) llama a esta serranía *El Cerro de Concepción*, por estar bordeando la laguna del mismo nombre, la misma que adopta un rumbo Este – Oeste y en perfecto contacto de falla geológica con la Serranía de Quimome – Tunas, a los 17°32′ de latitud Sur y 61°28′ al Oeste.

La extensión aproximada de la cadena montañosa es de 27 km y su elevación está entre los valores altitudinales de 200 msnm a 600 msnm, siendo este último valor el lugar más elevado de la Serranía. Esta forma de relieve actúa como barrera que represa las aguas, tanto subterráneas como de escurrimiento superficial, cuyo cuerpo de agua detenido conforma la *Laguna Concepción*. Las rocas que componen la Serranía de Laguna Concepción son calizas, areniscas y lutitas del Precámbrico Superior, Grupo Tucabaca (Vea 2.1).

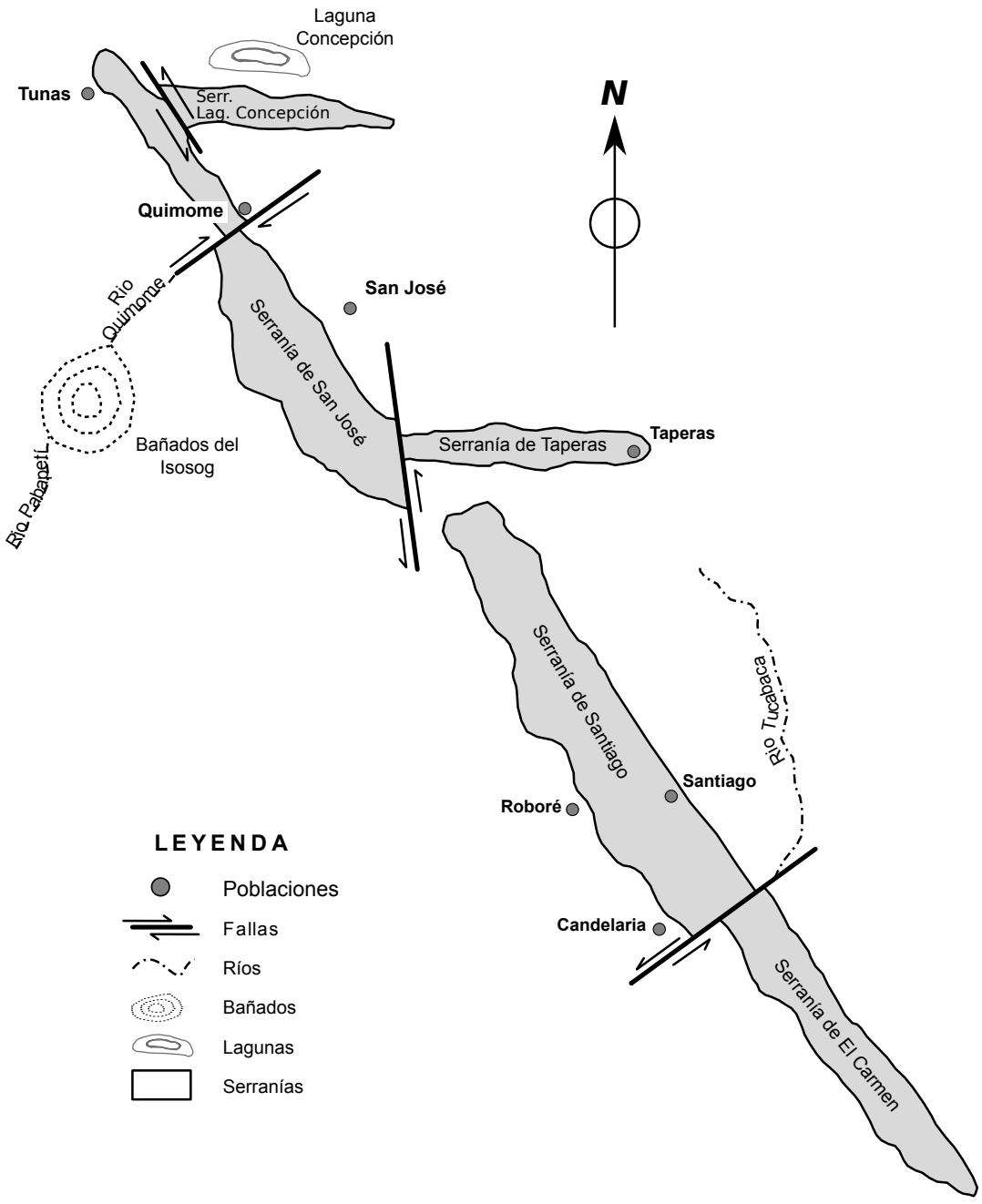



Figura 2.1: Arreglo espacial de las Serranías Chiquitanas (sin relación espacial).

# 3 Bosquejo del paisaje en gradas

¿Cuántas veces hemos pasado y repasado el trayecto de Roboré a San José como viajeros itinerantes a diferentes destinos? —primero en carretón, luego por la vía férrea y ahora, en los tiempos recientes por una moderna carretera. Tal vez, alguno de nosotros en esos *ir y venir* admiró lo fantástico de las diferentes formas del terreno y creó algún concepto de lo sucedido en esos parajes; particularmente lo que más le pudo haber impresionado fue sin lugar a dudas la *Torre de El Portón* y el bloque macizo de *Chochís*.

Sin embargo, existe otro detalle oculto a simple vista, propio de este tipo de ambiente geológico, geomorfológico, tectónico y paleoclimático de clima hipertropical en tiempos geológicos pasados: *el arreglo de las diferentes capas de areniscas rojas de edad Cretácica Superior en forma escalonada o en gradas*, el mismo que tiene un significado de lo sucedido en el pasado.

Este hecho que inclusive ha sido inadvertido para muchos investigadores que estudiaron la zona desde el punto de vista geológico nunca lo mencionaron, porque no entendieron su significado o simplemente porque su objetivo era otro.

Como siempre, el primero en reconocer este hecho con ese olfato científico que lo distinguía fue Alcides dÓrbigny en 1831 [21], cuando desde las alturas de

*3 Bosquejo del paisaje en gradas*

Santiago de Chiquitos mencionaba:

> Además, la dominan al norte las crestas altas y recortadas en gradas desde la cumbre de la cadena que le confiere un aspecto de grandeza pintoresca, ausente en las otras misiones de la provincia ... ([21])

> Así subí a tres gradas sucesivas que rodeaban la montaña, presentando cada cual una explanada bastante amplia ... ([21])

El esquema que a continuación se muestra es una representación que se hace después de analizar e interpretar detenidamente una imagen de satélite del área en estudio, en forma simplificada y solo se trata de un diseño o dibujo por la complejidad de detalles que muestra la fotografía satelital.

Los diferentes niveles o *gradas* y sus valores altitudinales fueron establecidos, tanto de la observación de la imagen espacial, como de los valores de las curvas de nivel sobre puestas al relieve mostrado en la misma imagen.

En ese contexto se demuestra que en el tramo Roboré – Chochís – El Portón existe cinco niveles (y seis con la hondonada de Roboré) en forma de *gradas* formadas cada una de ellas en diferentes periodos geológicos de grandes dimensiones, horizontales y semejantes a mesetas estructurales (*mesas* y *cuestas*), ligeramente inclinadas al sudoeste; espectaculares y de sorprendente perfección y belleza; consideradas dentro la terminología científica como *superficies de aplanamiento* (*Etchplain*) o *superficies de erosión*, originadas y evolucionadas bajo condiciones extremas de un clima hipertropical de fuertes precipitaciones y un profundo intemperismo químico.

A cada una de esas superficies aplanadas se le asigna un número correlativo del uno al seis, siendo la superficie más antigua y de mayor altura la número uno; y así sucesivamente (Figura 3.2). Entre una superficie y otra están separadas por un escarpe o pared vertical de hasta 100 m y en algunos casos de hasta 400 m como sucede con el Cerro Mesa a 850 msnm. Cada desnivel o grada está señalado por un número que representa un valor de altura o cota sobre el nivel del mar, por ejemplo 300 msnm.

El *Cerro Mesa*, ubicado entre Ipías y Taperas es la *superficie de aplanamiento* más elevada con 850 msnm, moderadamente inclinada al sudoeste donde va disminuyendo su altura; por consiguiente la más antigua, modelada aproximadamente a principios del Terciario (Oligoceno), alrededor de entre 40 Ma a 35 Ma atrás. Y así, en forma descendente, los diferentes niveles o gradas son de edad más reciente, como se mostrará más adelante.

El esquema muestra también el croquis del trayecto de la Carretera Interoceánica, el mismo que permite tal vez si así lo quieren entender, como una simple curiosidad para adquirir una idea aproximada del terreno que transitan. Lo interesante de ello es que, particularmente los moradores de Roboré (porque para mi pueblo escribo) puedan ver gráficamente, como es la morfología de los alrededores.

En ese marco como se puede apreciar, la ciudad de Roboré se sitúa en el nivel más bajo, casi como alguien comentó «Roboré está en un hueco u hondonada» a 200 msnm. Hacia el sur, a pocos cientos de metros del centro de la ciudad, se percibe un desnivel más alto, lo que es el barrio Marista o mejor dicho, esa

monumental obra del *Colegio Marista de los Sagrados Corazones* con una cota de 250 msnm. Compruébelo usted mismo, desde este lugar observará que la cruz de la Iglesia de Cristo Rey, se aprecia más o menos al mismo nivel (Figura 3.1).

En el nivel cinco o *grada quinta*, como estamos llamando, están localizadas obras y rasgos naturales, como el Colegio Marista y el barrio epónimo, la faja de aterrizaje del aeródromo de la capital, la *terminal rodoviaria*; igualmente el campo santo y la laguna de Sucuará. Limoncito, Chochís y El Portón están más elevados.

Figura 3.1: Desnivel topográfico en el barrio Marista, Roboré.

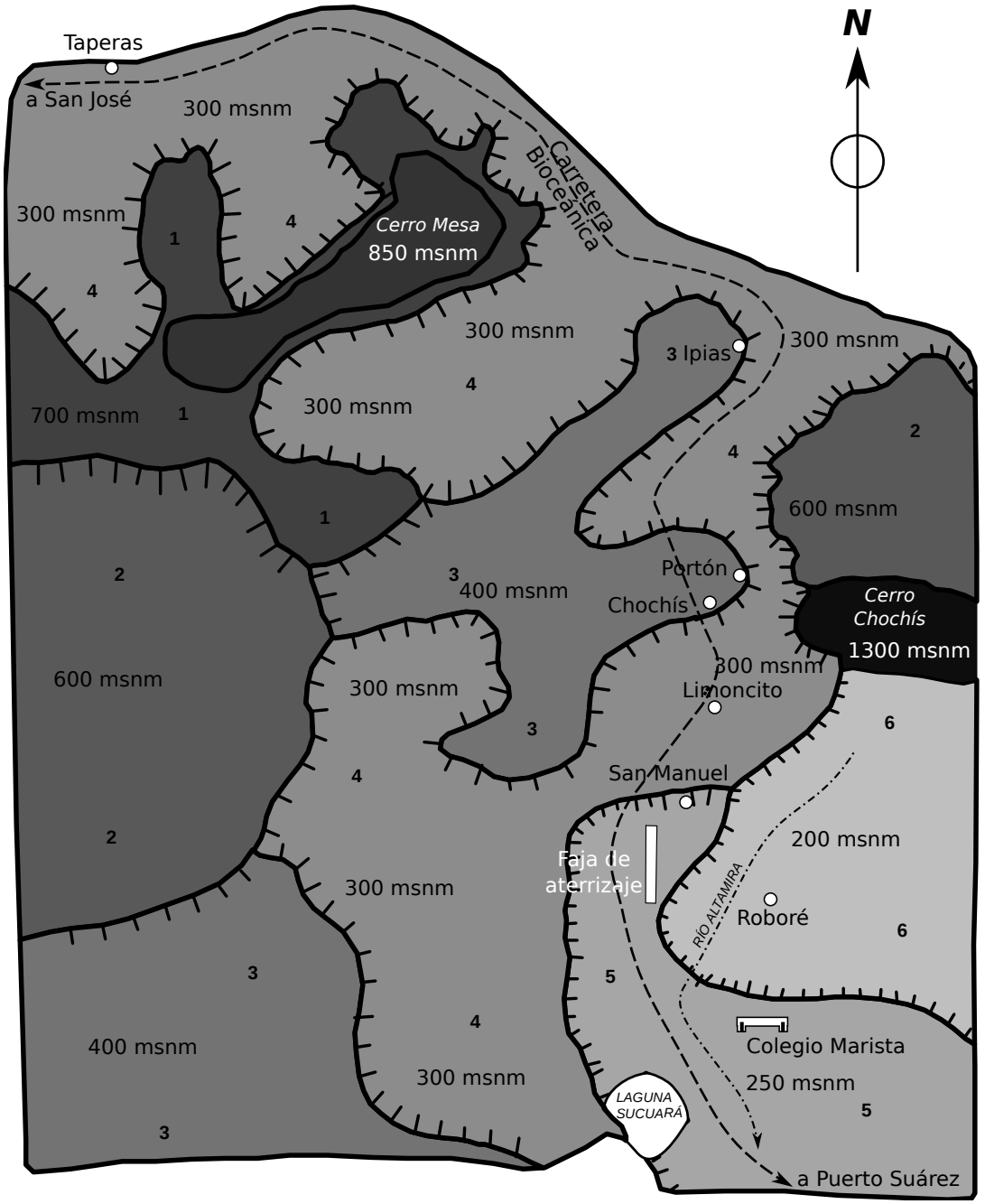



Figura 3.2: Bosquejo del paisaje en gradas.

# 4 Unidades geotectónicas mayores

Se entiende como *unidades geotectónicas mayores* a los rasgos primigenios de la Corteza Continental como el *Escudo Central Brasilero*, que en territorio boliviano penetra su extremo sur occidental. Este escudo está estructurado por las rocas más antiguas del Planeta Tierra que nunca fueron sumergidas bajo el océano y siempre estuvieron emergentes como núcleo o corazón de los continentes, mayormente conformado por rocas de edad Precámbrica o Proterozoica.

En el caso de nuestro interés el término *escudo* estuvo conformado en principio por un *Basamento Metamórfico* ubicado al Este de Bolivia, el mismo que existió hace aproximadamente entre 1400 Ma a 1200 Ma, antes que se diera la Orogénesis de San Ignacio, como se verá luego.

Este basamento está constituido por *tres grandes supergrupos* de rocas predominantemente de carácter *meta sedimentaria*, que del más antiguo al más reciente son los siguientes (Figura 4.1).

**Supergrupo Complejo Lomas Manechi** conformado principalmente por bandas de granulitas de edad aproximadamente entre 2400 Ma a 1800 Ma; evento ocurrido durante el *Ciclo Orogénico Transamazónico* constituyéndose en las rocas más antiguas y el núcleo central del Escudo, perteneciente

al Proterozoico Inferior.

**Supergrupo Complejo Chiquitano** constituido básicamente por neises micáceos y cuarzo feldespáticos.

**Supergrupo San Ignacio** esencialmente estructurado por cuarcitas, areniscas y esquistos micáceos.

La *Orogénesis San Ignacio*, evento "tectónico – metamórfico" que erosionó, depositó y provocó deformaciones, se inició hace 1300 Ma, acontecimiento que cratonizó (lo endureció y lo reorganizó) al *Basamento Metamórfico*. Entonces se desprende que la Orogénesis San Ignacio transformó el *Basamento Metamórfico* en una *Faja Cratonizada*.

Posteriormente, entre 1280 Ma a 950 Ma ocurre un nuevo evento tectónicometamórfico denominado la *Orogénesis Sunsás*, la misma que erosionó las rocas de los ciclos antiguos anteriores. Esta orogénesis causó depositación de sedimentos, deformación y metamorfismo de los mismos, disponiéndolos a modo de fajas o cinturones alrededor de la Faja Cratonizada y adosados a ella.

La *Orogénesis Sunsás* marcó la estabilización y la etapa final de cratonización. Esta unidad es lo que llamamos en nuestro medio como *Cratón de Paraguá*.

La *Faja Sunsás* se acopló al cratón en dirección noroeste – sudeste; mientras que la *Faja Aguapei* lo hizo en sentido norte – sur. La Faja Sunsás por el mismo efecto de la orogénesis fue afectada por varias fases de deformación y originó dos grupos de unidades geológicas: el *Grupo Sunsás* y el *Grupo Bibosi*, cada uno de ellos

con sus particularidades propias de unidades rocosas o formaciones litológicas. La *Faja Aguapei* se trata de una zona plegada y fallada con intrusiones del manto primitivo derivado de *magmas tolehíticos* y es muy diferente a la Faja Sunsás en diferentes aspectos.

La *Faja Tucabaca*, una tercera faja o cinturón de rumbo noroeste – sudeste y la *Faja Paraguay* en sentido norte sur, se suelda a la Faja Sunsás. En su momento la Faja Tucabaca constituyó dos cuencas marginales al cratón de un mar epicontinental; es decir, un mar de poca profundidad, donde se depositaron principalmente rocas sedimentarias del Proterozoico Superior hasta el Cámbrico inclusive. Estas rocas fueron afectadas por la *Orogénesis Brasiliana* hace aproximadamente 900 Ma a 500 Ma atrás, pero esta orogénesis no afectó sobremanera al cratón, totalmente estabilizado durante la Orogénesis San Ignacio, básicamente.

De todo aquello se desprende entonces, que el término *escudo* está definido por las fajas o cinturones que envuelven a la *Faja Cratonizada* o *Cratón de Paraguá*, tales como la Faja Sunsás (y Aguapei) y Faja Tucabaca (y Paraguay). El término escudo se lo puede denominar también como *Complejo Ígneo Metamórfico* (Figura 4.1).

La Faja o Cinturón Tucabaca que es la que más nos interesa en esta investigación, conformó dos grupos de formaciones geológicas o estratigráficas: el *Grupo Boquí* en la parte inferior y el *Grupo Tucabaca* hacia arriba, denominado por Litherland y colaboradores [17] como *Supergrupo Chiquito*.

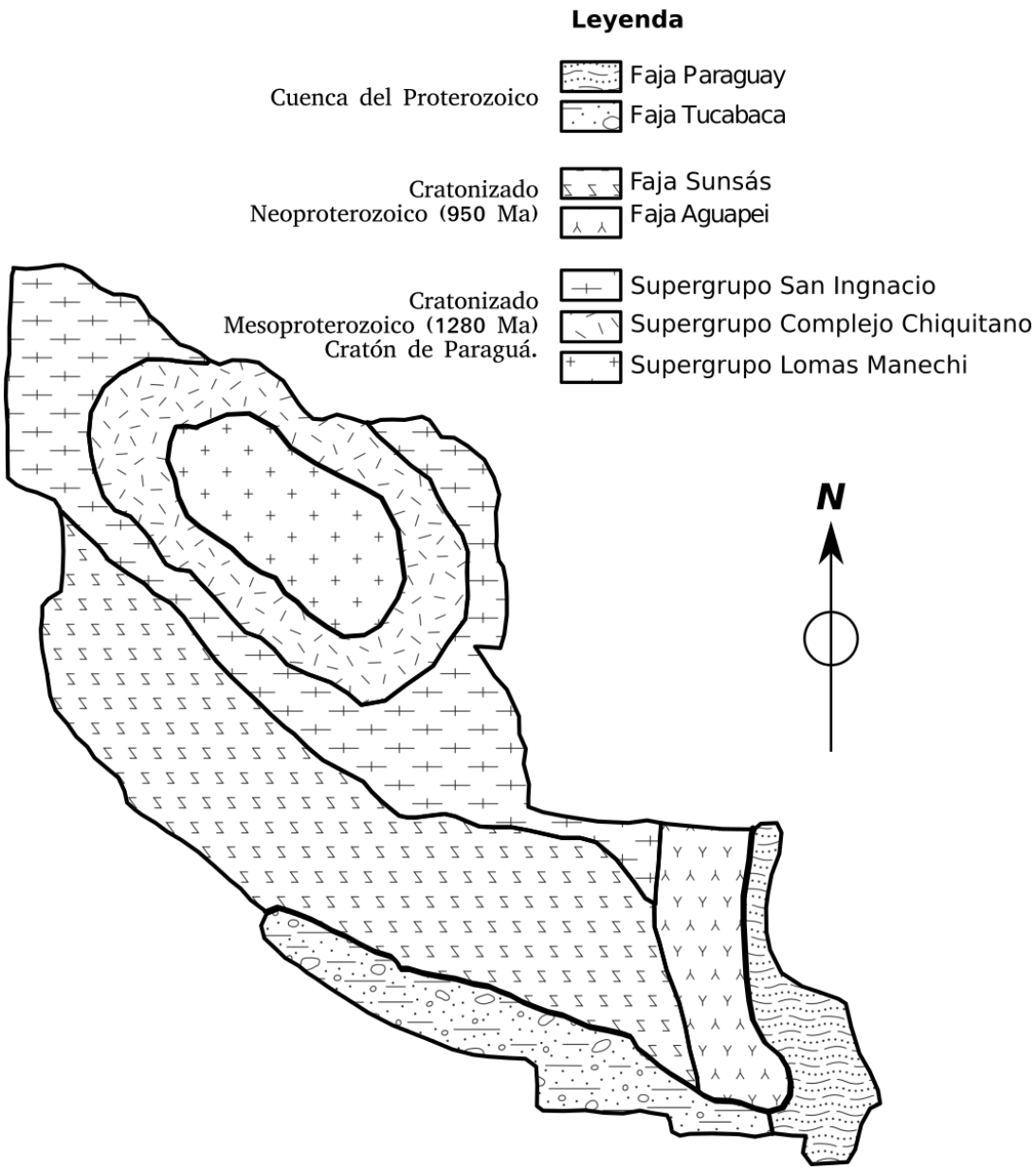



Figura 4.1: Unidades geotectónicas mayores (Modificado de [18].

# 5 Marco geológico

El escenario geológico en el cual nos vamos a centrar presenta una estratigrafía o sucesión de rocas de edad Devónica, pertenecientes al Grupo Santiago como también a unidades litoestratigráficas del Grupo El Portón correspondientes al Cretácico Superior y a aquellas pertenecientes al Grupo San José de edad Silúrica.

Pero todas estas unidades geológicas están íntimamente ligadas a los grandes eventos tectónicos y metamórficos que se sucedieron en la historia Precámbrica, particularmente a partir del Precámbrico Superior del Ciclo Brasiliano. La historia de nuestras serranías se inicia con el *Grupo Tucabaca* y concluye posiblemente en el Terciario, adonde la gran falla regional denominada *Línea Tectónica de Chiquitos* recorta en un profundo escarpe vertical la Serranía de Santiago, la misma que se extiende desde la margen derecha del río Paraguay afectando las serranías de el Carmen y Santiago, Taperas, San José y Quimome – Tunas, tal como se verá más adelante.

La descripción ordenada de las unidades estratigráficas se la hará de la más antigua hacia las más recientes.

## 5.1. Precámbrico Superior: Ciclo Orogénico Brasiliano

El Ciclo Orogénico Brasiliano (900 Ma a 500 Ma) se inicia en el Precámbrico Superior y concluye en el Cámbrico o Paleozoico Inferior.

Como se indica, el ciclo tuvo una duración entre 900 Ma a 500 Ma atrás, el mismo que marcó la llegada de un contexto más ordenado, formal y familiar para una estratigrafía y correlación tectónica del continente sudamericano. En el área que nos compete, los componentes de la estratigrafía del Brasiliano (es decir la secuencia de las unidades litológicas o rocas) durante este ciclo son muy fáciles de reconocer, tanto litológicamente en el campo como en las imágenes satelitales si se compara con aquellos cinturones de rocas más antiguos, ya que muchos afloramientos o exposiciones de estas rocas están distribuidos a lo largo de la línea férrea Santa Cruz – Corumbá [17].

**Grupo Tucabaca, Supergrupo Chiquitos** La unidad fue nominada como Río Tucabaca por Hess [14] y su secuencia y nominación original es largamente mantenida en la actualidad. Existe dos porciones de las rocas del *Grupo Tucabaca*, una de ellas está adosada hacia la margen Oeste del Escudo y la otra a lo largo de las serranías de Santiago, San José y Quimome – Tunas en su flanco Noreste.

Ambas franjas están separadas por el valle del río Tucabaca con tendencia hacia la cuenca de laguna Concepción por el Noroeste, en las proximidades de la comunidad de Tunas. Litológicamente el *Grupo Tucabaca* consiste ampliamente de abajo hacia arriba de un conglomerado basal, calizas, areniscas y lutitas

con un espesor aproximado de 2600 m, donde mayoritariamente predominan las calizas.

Según O'Connor y Walde [20] los sedimentos del *Grupo Tucabaca* fueron depositados en la *Cuenca Intracratónica*, ubicada entre el borde del Escudo y el límite de la Cuenca Pericratónica que conforma la penillanura aluvial Chaco – Beniana, experimentando cierta inestabilidad y subsidencia pero sin grandes deformaciones [19].

## 5.2. Paleozoico: Ciclo Orogénico Postbrasiliano

El Ciclo Orogénico Postbrasiliano (< 500 Ma) cubre gran parte del Paleozoico desde el Silúrico y todo el Fanerozoico (Mesozoico y Cenozoico). La historia del *Ciclo Orogénico Postbrasiliano* empieza con la sedimentación marginal de los *Grupos San José y Santiago*, seguida por fracturamientos Mesozoicos y Cenozoicos acompañada por la deposición de las areniscas rojas del *Grupo El Portón*, como se verá más adelante (Figuras 5.8 y 5.9).

### 5.2.1. Silúrico: Grupo San José

La denominación de este grupo fue dada por Hess [14]. El *Grupo San José* de casi 350 m de espesor está constituido por dos formaciones que de la base al tope son las siguientes.

#### Formación Quimome – Silúrico Medio (Piso Inferior)

Esta formación aparentemente del piso inferior del Silúrico Medio conforma la base del grupo y está constituida principalmente por conglomerados, areniscas conglomeráticas de coloración rojiza y lutitas, con un grosor o espesor de más o menos 150 m.

#### Formación El Picacho – Silúrico Medio (Piso Superior)

Esta unidad formacional está compuesta esencialmente por areniscas y en menor proporción de ortocuarcitas, siltitas, conglomerados y horizontes de gravas. Esta misma unidad formacional yace por encima de la formación Quimome. La presencia del fósil *Clarkeia antisiencis* 5.1) en la formación *El Picacho* define la edad del *Grupo San José* como del Silúrico Medio (*Wenlokiano*).

### 5.2.2. Devónico: Grupo Santiago

Como *Grupo Santiago* recibe la denominación tanto por la serranía como por la localidad de Santiago de Chiquitos en las cercanías de Roboré. El grupo se encuentra conformado por tres formaciones litoestratigrafícas que de abajo hacia arriba, vale decir de las rocas más antiguas hacia las más jóvenes, vienen a ser las siguientes.

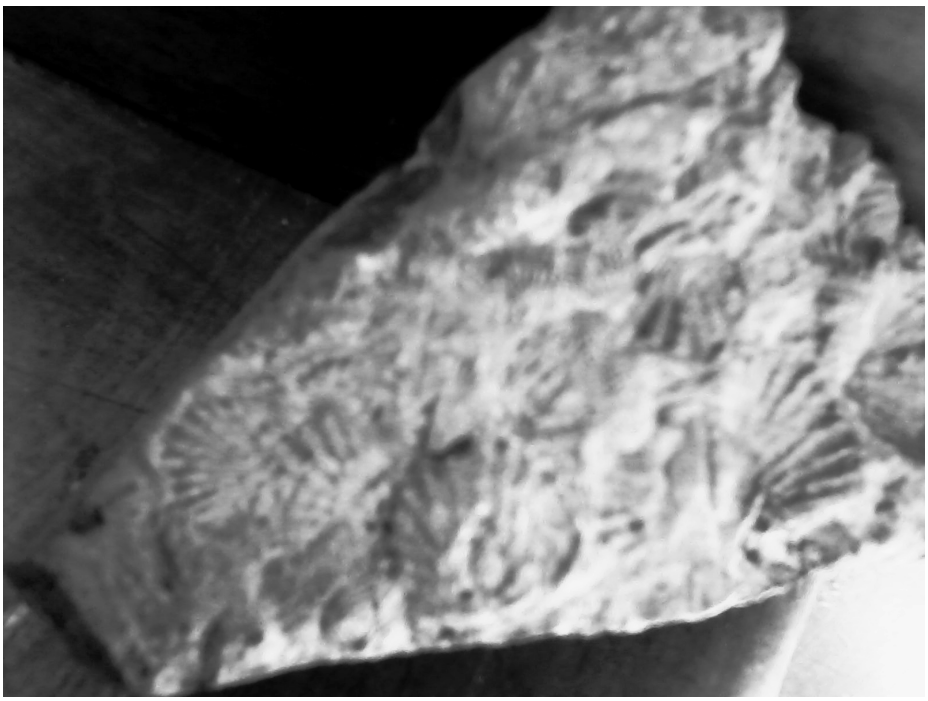


Figura 5.1: Clarkeia antisiencis de la Formación El Picacho.

### Formación El Carmen – Devónico Inferior

El lugar tipo donde fue descrita por vez primera fue en las cercanías de la localidad *El Carmen Rivero Torres*. La formación El Carmen manifiesta un paquete de más o menos entre 300 m a 400 m de espesor, constituida principalmente por conglomerados y areniscas de grano medio a fino subredondeado y buena selección, de coloración gris amarillentas rojizas con estratificación entrecruzada.

La formación El Carmen contiene fósiles de una fauna de braquiópodos como la *Austrolocoelia Turteloti (Boucot y Gill)*, *Derbyina cf whitiorum (Clark)* y esporas que le otorgan una edad del Devónico Inferior (Gediniano) [17], [5].

> ... la buena selección del grano y el poco contenido de matriz, hacen de esta unidad una excelente roca reservorio de petróleo con porosidades y permeabilidad extraordinaria (tomado de [5])

Como para tener en cuenta esa posibilidad petrolífera ¡Dios quiera! —La formación El Carmen puede ser correlacionada con la formación Santa Rosa del Subandino.

### Formación Roboré – Devónico Medio

Esta unidad se encuentra expuesta primordialmente en los alrededores de Roboré y se sobrepone a la formación El Carmen. Litológicamente, la formación Roboré está compuesta por areniscas conglomeráticas de grano medio a grueso muy duras, de coloración rojiza a gris amarillentas, marrón a gris oscuro y una potencia de 120 m a 360 m de espesor con abundante mica y *matrix* arcillosa y muchas huellas de *vermes* y *ondulitas* (Figura 5.2 y Figura 5.3).

Existen bancos de areniscas admirablemente limpias y con granos bien seleccionados. Hacia la parte superior de la formación Roboré abundan lentes de conglomerados con clástos bastante gruesos [5]. Aparentemente esta formación no contiene fósiles. Por su posición estratigráfica sobre las rocas de la formación El Carmen, de edad del Devónico Inferior, a la formación Roboré se le asigna una edad del Devónico Medio (Couviniano – Givetiano).

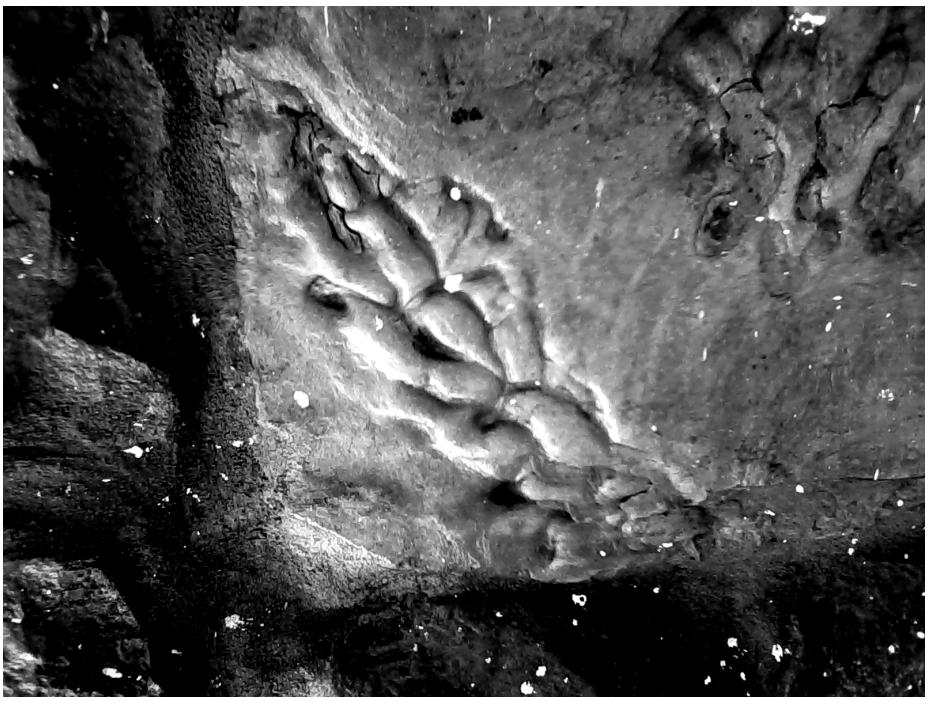


Figura 5.2: Vermes de la Formación Roboré.

### Formación Limoncito – Devónico Superior

Esta unidad rocosa se encuentra aflorando entre las poblaciones de Limoncito y Chochís a lo largo de la carretera Bioceánica y de la línea del FF.CC. Santa Cruz – Corumbá.

La formación Limoncito se ubica por encima de la formación Roboré, constituida básicamente por lutitas con abundante mica y siltitas de coloración oscura finamente estratificadas, con un espesor aproximado de 420 m. Hacia el tope o la parte superior de la formación se encuentran oolitas calcáreas. La característica fundamental de esta unidad es la abundancia de fósiles [5]. La formación Limon-

(a) Ejemplo 1.

(b) Ejemplo 2.

Figura 5.3: Ondulitas (marcas de oleaje o *riple marck*) en la limolita de la Formación Roboré.

cito, tal vez, puede ser correlacionada o equivalente a la formación Los Monos del Subandino Sur (Figuras 5.8 y 5.9).

Alfheld y Branissa [2] citan una larga lista de fósiles encontrados en la formación Limoncito, entre algunos se tiene a *Lingula lepta Clark*, *Plectonotus hapsideus Clark*, *Nuculites capensis Reed* [11], entre otros [2]; además de una planta fósil de *Aplostigma lenticulare Barbosa* [3].

Por estar la formación Limoncito sobrepuesta a la formación Roboré de edad del Devónico Medio, le corresponde una edad del Devónico Superior (Frasniano – Fameniano).

La mayor parte de los afloramientos de los Grupos de San José y Santiago se asientan en discordancia angular con los subyacentes afloramientos rocosos del *Grupo Tucabaca* del Precámbrico o Proterozoico Superior, los mismos que se inclinan o buzan hacia el noroeste, bien expuesto en la base del escarpe que mira hacia el norte y fuertemente recortados por la gran *Línea Tectónica Chiquitos*, paralela al Valle de Tucabaca; mientras que en ciertos otros lugares, dichas unidades están cubiertas por las areniscas cretácicas del *Grupo El Portón*.

Las unidades de los Grupos San José y Santiago, descritas arriba, forman una cadena de serranías con tendencia de noroeste a sudeste que buzan al sudoeste con un escarpe muy empinado, casi vertical que da al norte (Mirador de Santiago), las que se levantan por encima de la llanura aluvial, tanto del valle de Tucabaca como de la llanura Chaco – Beniana. ([17], ligeramente modificado).

La sedimentación y secuencia estratigráfica de las rocas de los *Grupos San José y*

*Santiago* son típicas de un ambiente de depósito marino de aguas poco profundas con velocidades de corrientes variables, llevando consigo un ensamblaje de fósiles bentónicos.

La transición de la fauna hacia el Este del Silúrico Inferior al Devónico parece adecuada al patrón de un *mar paleozoico* que migró desde la cuenca de los Andes hacia la cuenca de Paraná, al sur del Brasil; probablemente ese mar estuvo controlado por movimientos a lo largo de la *Línea Tectónica Chiquitos* [17].

## 5.3. Mesozoico: Ciclo Orogénico Postbrasiliano

En esta parte del Ciclo Orogénico Postbrasiliano varias etapas de solevantamientos y superficies de aplanamiento se sucedieron; como resultado de ello, superficies intemperizadas de duricostras o lateritas de alto contenido de hierro. El mayor evento regional producido fue la superficie latertítica de San Ignacio (entre fines del Mioceno y principios del Plioceno); evento que produjo la mayor deformación y que en la actualidad controla los diferentes patrones de drenaje y lugares de las cuencas aluviales del Cuaternario [17].

### 5.3.1. Cretácico: Grupo El Portón

Este Grupo se encuentra desarrollado y bien expuesto entre las localidades de Chochís y El Portón en la ruta entre Roboré y San José, constituyendo un macizo muy sobresaliente por su visión panorámica espectacular: *el Cerro de Chochís*.

Se trata de afloramientos de tipo esencialmente continental no deformados de areniscas rojo oscuro, rosadas a marrones; asignadas estas rocas como de edad del Cretácico Superior. Esta asignación se debe a la gran extensión de depósitos cretácicos similares ampliamente distribuidos en áreas adyacentes.

Las rocas de este Grupo descansan discordantemente sobre las lutitas devónicas de la formación Limoncito del Grupo Santiago y a las rocas del Grupo Tucabaca. También puede estar en contacto de falla, tanto con el Grupo Santiago como con el de Tucabaca, y en otros lugares directamente sobre el complejo ígneo metamórfico del Escudo [17].

La secuencia del *Grupo El Portón* alcanza un espesor de 650 m en la forma de notables *mesetas estructurales*, *mesas*, *cuestas* y *cerros relictos* (*buttes*) con espectaculares acantilados verticales de areniscas rojas [14], [17].

**Formación Chochís – Cretácico Superior** La formación Chochís constituye la parte basal del Grupo El Portón directamente asentada en forma discordante sobre las lutitas de la formación Limoncito del Devónico Superior.

Se inicia la secuencia estratigráfica en la parte basal con un estrato de arenisca calcárea blanquecinas y amarillentas de grano medio con entrecruzamiento laminar, de aproximadamente 30 m de espesor y directamente en discordancia con las rocas del Devónico Superior. Por encima le sucede un paquete de 20 m de espesor de una arenisca de grano grueso, ocasionalmente conglomerádicas de coloración rojiza oscura, amarillenta brillante, también con fuerte entrecruzamiento laminar. La formación no contiene fósiles (Figuras 5.8 y 5.9).

La emblemática Torre de El Portón está íntegramente conformada por rocas de la *Formación Chochís*, considerada como una forma relicta o remanente de relieves antiguos o paleopaisajes que quedaron aislados por procesos de un profundo intemperismo químico, denudación posterior del material descompuesto por el intemperismo químico, incisión vertical de cursos de ríos y finalmente por retroceso de las pendientes (Figura 7.8).

**Formación Tobité** Esta unidad litoestratigráfica se encuentra desarrollada únicamente en las zonas de El Portón y Tobité y se apoya transicionalmente sobre la formación Chochís. Litológicamente, la formación Tobité se inicia en la base con areniscas arcillosas rojizas de grano medio a grueso y estratificación entrecruzada; cuarcitas y areniscas masivas. Culmina la secuencia con conglomerados rojos [5]. Resulta muy fácil identificar a esta formación por su característico diseño de grandes diaclasas, aperturas o rajaduras en la roca [17]. La edad de la formación Tobité aún no está bien definida; para otros autores puede ser de edad Terciaria por lo tanto se requiere mayores evidencias.

La mayoría de los afloramientos regionales del *Grupo El Portón* pueden ser interpretados como relictos aislados de la *Cuenca Intracratónica* rellenada por sedimentos de tipo continental bajo condiciones fluviales [17].

Consiguientemente, la secuencia más espesa de la cuenca ocurrió sobre el *área tipo* de El Portón; donde los sedimentos fueron echados o tendidos en forma casi horizontal, tanto como depósitos eólicos y detritus de fanglomerados esparcidos, con algunas bandas de yeso que marcan depósitos evaporíticos de un lago local [17].

El *Grupo El Portón* puede estar estrechamente ligado con las areniscas cretácicas del *Cinturón de los Andes*; es decir, la *formación Tacurú* de edad Coniaciana del Cretácico Superior [22], [17].

**Correlación del Grupo El Portón con el Grupo Macaco** El Grupo Macaco de la serranía de Huanchaca, al noreste del departamento de Santa Cruz en la cuenca del río Verde, estratigráficamente se asienta sobre la secuencia de rocas sedimentarias, areniscas y cuarcitas del Grupo Huanchaca; ubicado el grupo Huanchaca en la base inferior del Proterozoico Superior.

En este caso, las rocas del *Grupo Macaco* son similares a las areniscas rojas del *Grupo El Portón* y a la adyacente del Brasil denominada *Formación Parecis*; por tanto, son perfectamente equivalentes y correlacionadas entre sí ([16], [17]).

Ahora bien, si el *Grupo Macaco* es evidentemente de edad Cretácica Superior, entonces su base correspondería a la superficie de erosión Postgondwana de King [15]. En el caso que nos ocupa, resulta entonces que el *Ciclo Gondwana* en el área de estudio Roboré y El Portón concluye exactamente en el Cretácico Superior, correspondiente al Grupo El Portón. Todo lo sucedido después será considerado como Ciclo Postgondwana.

### 5.3.2. El clima en el área de estudio durante el Mesozoico

Durante la Era Mesozoica lo más destacable en el área de estudio fueron las drásticas condiciones de un paleoclima muy caliente de naturaleza hipertropical

(de elevadas temperaturas) que estimularon cuantiosa evaporación y abundante humedad. Excesivas precipitaciones pluviales y sus consecuencias en la descomposición de las rocas por un profundo intemperismo químico fue el proceso geomorfológico dominante: erosión, transporte y modelado final del relieve; todo ello bajo periodos tectónicos muy estables.

Esta situación se dio también en gran parte de las áreas cratónicas e intracratónicas de los escudos sudamericanos en el hemisferio sur. Estas condiciones climáticas fueron en principio las responsables de la formación de los paleopaisajes del sector, como la Torre de El Portón y otras formas relictas (Figura 5.4) como los monolitos de Santiago (Figura 7.9), los *corestone* (o bloque de piedras) y los *tors* (o rocas amontonadas). Este evento climático se inició en el Jurásico Medio y fines del mismo; concluye en el Cretácico Superior (Grupo El Portón) durante más o menos 110 Ma con fluctuaciones o periodicidades climáticas cíclicas muy largas, entre muy húmedas y secas.

## 5.4. Cenozoico: Ciclo Orogénico Postbrasiliano

### 5.4.1. Paleoceno: formación de duricostras

En el periodo Terciario el clima anterior del Mesozoico cambia y se estabiliza en el Eoceno y fines del mismo. En el Oligoceno se inicia los ciclos de erosión, denudación y formación de los diferentes niveles, gradas o superficies de aplanamientos antiguos hasta el Plio – Pleistoceno (fines del Terciario y principio del Cuaternario).

Figura 5.4: Cerro de forma relicta, cerro testigo o butte.

Los grandes volúmenes de agua caídos como precipitación pluvial en el Mesozoico, como consecuencia del clima hipertropical que existió desde el Jurásico Medio hasta fines del Cretácico Superior, posibilitó tanto el escurrimiento superficial como la infiltración al suelo a grandes profundidades. Esto generó procesos intensos de un intemperismo químico muy profundo; por lo tanto, se generó un espeso manto de rocas descompuestas (debrís o derrubios) o *perfiles de intemperización*, así llamados técnicamente.

El perfil de intemperización es una formación favorable para la generación de los *depósitos residuales* o *depósitos exógenos* y es una fuente proveedora de minerales metálicos. Estos metales pueden ser redepositados como óxidos o ser transportados como complejos en soluciones hacia cuencas o depresiones lacus-

tres, palustres y fluviales [30].

Estos depósitos superficiales permanecieron estables durante mucho tiempo debido a la tranquilidad tectónica que experimentó la corteza terrestre desde el Jurásico Medio hasta fines del Cretácico Superior. En ese lapso, a principios del Terciario (propiamente en el Paleoceno) poco antes que las condiciones climáticas hipertropicales cambiaran, es cuando se forman las duricostras, lateritas o ferricretas de alto contenido de hierro (Fe) como consecuencia de un proceso de lixiviación, traslación o removilización de hierro y otros componentes, así como la acumulación en las superficies de erosión aflorantes.

Generalmente este proceso químico se realiza por circulación de aguas subterráneas, acción de capilaridad y fluctuaciones del nivel freático, movimientos de abajo hacia arriba (*eluviación*) que al final se acumulan y se enriquecen de hierro en la superficie (*iluviación*), formando suelos endurecidos (*e.g.* brecha laterítica, Figura 5.5). El proceso puede ser también de arriba hacia abajo, en este caso se forman horizontes laterítico o ferricretas.

Una característica esencial para la formación de laterita es la repetición de las estaciones húmedas y secas. Las rocas son lixiviadas por el agua de lluvia que se filtra durante la temporada de precipitaciones pluviales; mientras que la solución resultante que contiene los iones lixiviados es llevado a la superficie por la acción capilar durante la estación seca [31].

Los procesos pueden ser repetidos a través del tiempo, indicando la existencia de varias *superficies de apalanamiento* o *etchplain* y progresivamente más joven en edad con elevaciones más bajas (gradas). Puesto que las ferricretas son muy

resistentes al desgaste o al intemperismo, resultan muy útiles para la reconstrucción de episodios o eventos de larga duración de la evolución de los paisajes antiguos [23].

Las duricostras pueden también estar expuestas como materiales cubriendo la cima de las *mesas* y *buttes* originando una inversión de relieve o de modo aislado como *cerros testigos*. Muchos de estos relieves residuales se pueden apreciar en la ruta Chochís – San José.

En el área de estudio estas acumulaciones de duricostras, lateritas o ferricretas, probablemente se encuentren mayoritariamente en la superficie de aplanamiento del *Cerro Mesa*; este aplanamiento siendo el nivel más alto ubicado entre Ipías y Tapera (por el norte) y en forma extensiva hacia el sudoeste. También es posible encontrarlas en el nivel segundo, constituyéndose en sugestivos yacimientos de hierro. En los niveles inferiores aparentemente el espesor de estos interesantes depósitos residuales de hierro se encuentren en menor proporción, o tal vez inexistente.

Al comentar en un capítulo anterior, sobre el *Cerro Santa Bárbara* que se ubica al noreste de Roboré, el Proyecto Precámbrico del Servicio Geológico Boliviano (1986) señala que existe una *costra laterítica* de hematita secundaria desarrollada en areniscas del Devónico de la formación Roboré; enriquecida con hierro de interés económico [17].

Descendiendo las gradas a niveles más bajos, es posible que se trate únicamente de *suelos lateríticos*, suelos tropicales o ferralíticos de coloración gris amarillenta rojiza sin mayor interés económico; menos para actividades agrícolas por su alto

contenido de Fe y Al.

Es interesante anotar que la presencia de dichas *duricostras* se identifica en la imagen de satélite por su tono gris amarillento que expresa el nivel más alto, como el *Cerro Mesa* por ejemplo, en contraste con el color verde de los niveles inferiores, como efecto de diferentes tipos de cubierta vegetal. La coloración gris amarillenta corresponde a una vegetación herbácea de gramíneas, pastizales o sabana arbustiva, esto debido al tipo de suelos muy ácidos; mientras que el color verde corresponde a un bosque bajo siempre verde. La población de Tapera resultaría ser el mejor acceso a estos posibles yacimientos de hierro; lo propio se puede llegar por la población de Chochís, aunque el camino parece ser más estrecho.

**Relevancia económica de las duricostras o ferricretas** El fuerte y profundo intemperismo químico responsable del origen de las duricostras o lateritas tiene una significación económica muy importante para la minería de metales notables predominantemente, hierro, níquel y aluminio.

Las lateritas o costras endurecidas son igualmente importantes por el contenido de oro que pueden llevar. Por otro lado, las lateritas son significativas como material de construcción de caminos por su utilización como áridos en la compactación de plataformas [26] (Figura 5.5).

Los minerales secundarios como productos resultantes del intemperismo químico son esencialmente arcillas, kaolinita, cuarzo puro y otros tipos de sílice. Sin embargo, lo más destacable de las *duricostras* puede ser la *bauxita* como principal

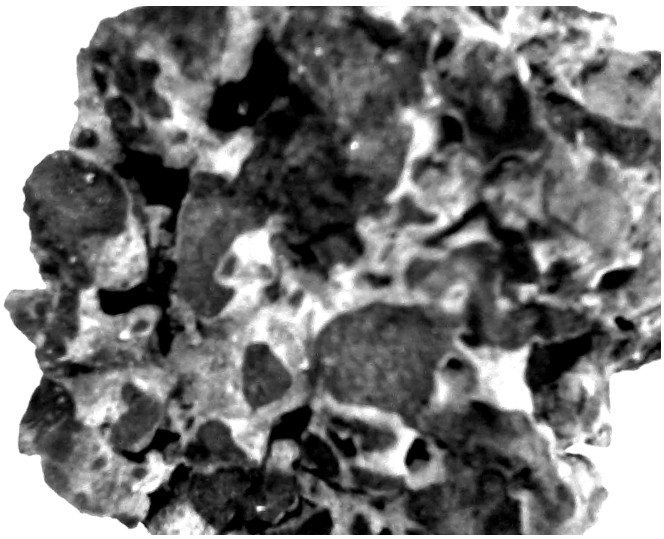


Figura 5.5: Brecha laterítica.

fuente de aluminio en el mundo [23].

En concreto, se puede decir que existe lo que podríamos llamar el *Triángulo Ferrífero* definido por el cerro Mutún por el sudeste, por el noroeste San José – Quimome y por el sudoeste el cerro San Miguel (Figura 5.6) en el fortín Ravelo – Mutún, que en criterio personal este *triángulo* puede ser un prospecto minero de mucho interés.

### 5.4.2. Cuaternario: depósitos superficiales

Entiéndase como *depósitos superficiales* a todo material suelto inconsolidado como bloques, gravas, arenas, limos y arcillas que cubren la superficie del terreno proveniente de la desintegración y descomposición de las rocas por acción de los

Figura 5.6: Cerro San Miguel.

agentes modeladores como el agua (en sus diferentes manifestaciones tal como ríos y glaciares, y considerada ésta como principal *agente esculturador*), como el viento y la gravedad. Todos estos depósitos son de edad muy reciente dentro de la escala geológica del tiempo (Cuaternario).

Los depósitos superficiales se enriquecen de materia orgánica y otros elementos inorgánicos a través del tiempo y las condiciones climáticas imperantes. Bajo algunas condiciones, los depósitos superficiales se transforman en *suelo* (bajo el concepto agrícola) componente del terreno esencial en las actividades agrícolas.

A continuación se hará una descripción de los depósitos más generales desarrollados en el Cuaternario.

### Depósitos aluviales

El término aluvial está íntimamente relacionado al material suelto transportado por acción de los ríos, material que al mismo tiempo depende del terreno por donde discurren las aguas encausadas. En el caso que estamos tratando, los ríos que nacen en la serranía de Chochís – Roboré arrastran, principalmente, bloques de areniscas; esto debido a que las formaciones en el sitio están mayoritariamente conformadas por areniscas.

Conforme los río se alejan de las serranías estos llevan en su lecho gravas y arenas y más adelante durante su recorrido se tienen partículas cada vez más finas, como limos y arcillas. En algunos casos se arrastra también materia orgánica. La materia orgánica se puede integrar allí donde la gradiente disminuye notablemente a casi horizontal y donde se tiene una vegetación abundante y variada.

### Depósitos coluviales

Las laderas o pendientes de la serranía están cubiertas por bloques desprendidos de las partes altas y transportados estos bloques cuesta abajo, donde la gravedad es el principal agente de transporte. También juega un rol muy importante el flujo de agua laminar, que a diferencia de los ríos, esta no está encausada sino que fluye libremente en forma de mantos o láminas de agua.

## Suelos

En el trayecto Roboré – Limoncito (hasta las cercanías de Chochís) los suelos son arenosos de coloración gris amarillenta rojiza; mientras que de Chochís hacia Ipías estos suelos también arenosos se tornan de coloración rojiza más intensa.

En las proximidades de Taperas e Ipías se puede observar algunos remanentes o fragmentos de suelos arenosos de tonalidad rojiza intensa conformando depósitos en forma de terrazas, posiblemente se trate de paleosuelos o suelos más antiguos que los descritos previamente, de espesores bastante considerables, aproximadamente de 2 m.

Hacia Chochís y Limoncito los grosores de dichas formas aterrazadas van disminuyendo. Ante todo, las formas aterrazadas son debidas al corte producido en el momento de la construcción de la carretera o del FF.CC..

## Vegetación

En el mismo recorrido Roboré – Limoncito la *vegetación primaria* observada de modo predominante es un bosque bajo y denso de tallo y ramas retorcidas. También se tiene arbustos o chaparrales espinosos y entremezclados a estos aparecen cactáceas arborescentes dispersas de estatura gigante (Figura 5.7).

En muchos sectores se tiene una *vegetación secundaria* o *barbechos* de tierras en descanso. La acción del fuego sobre la cubierta vegetal es notoria.

Figura 5.7: Vegetación en la zona de estudio, una cactácea de gran tamaño (Foto: Jorge Aquín).

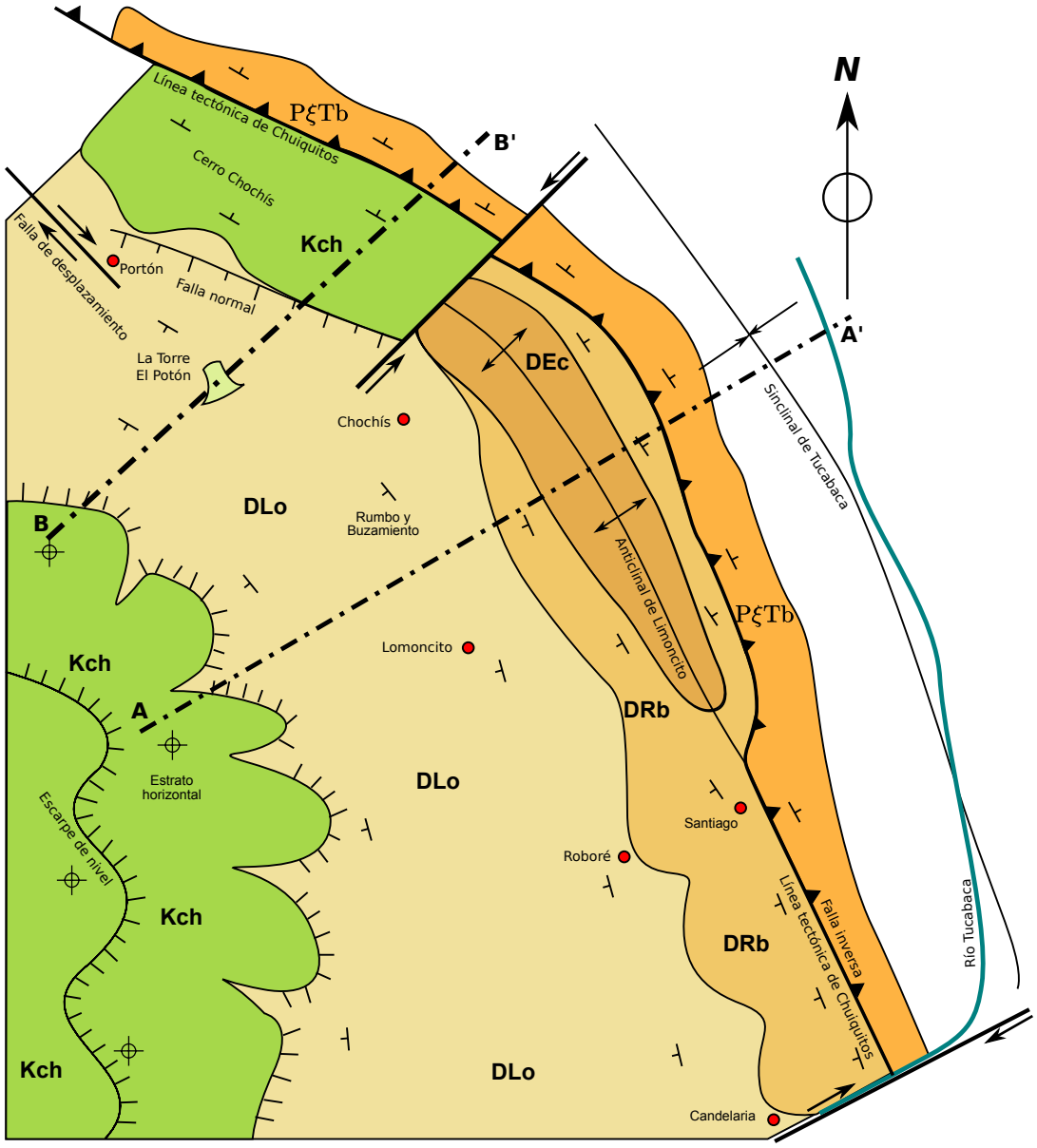



Figura 5.8: Mapa geológico esquemático, vista en planta; colores según la Comisión para el Mapa Geológico del Mundo (París, Francia).

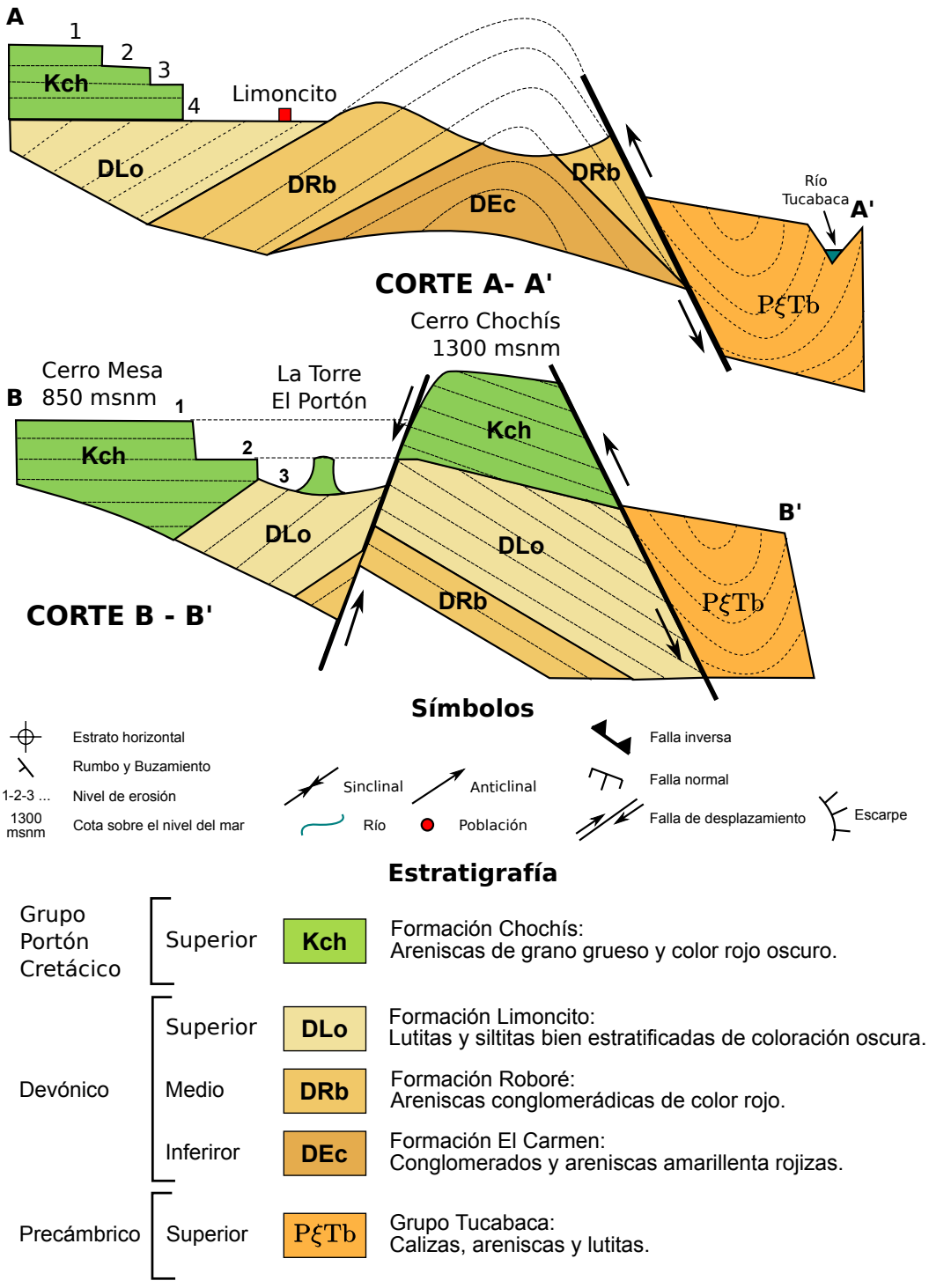



Figura 5.9: Mapa geológico esquemático y cortes estratigráficos; colores según la Comisión para el Mapa Geológico del Mundo (París, Francia).

# 6 Marco tectónico

## 6.1. Estructuras geológicas

El contexto estructural o tectónico del área se refiere al conjunto de deformaciones (como plegamientos, fallamiento, cambios físicos, cambios químicos y magmatismo) que experimentaron las diferentes unidades de rocas (formaciones geológicas) durante un determinado *ciclo orogénico* en un tiempo geológico dado.

El área de investigación experimentó dos ciclos orogénicos muy relevantes: el Ciclo Orogénico Brasiliano (900 Ma a 500 Ma) y el Ciclo Orogénico Postbrasiliano ($<$ 500 Ma). De estos dos ciclos se observa en la actualidad las siguientes grandes estructuras regionales.

### 6.1.1. Sinclinal de Tucabaca

Un sinclinal es una deformación tectónica donde los flancos de los estratos de las rocas convergen hacia el centro de una depresión, es decir, confluyen hacia abajo; y el eje del sinclinal coincide con el punto de inflexión más bajo o *charnela*.

El eje del sinclinal de Tucabaca coincide aproximadamente con el curso del río del mismo nombre; vale decir, que el valle del río Tucabaca se ajustó a la dirección del eje sinclinal y por ello se puede decir que se trata de un *valle de tipo sinclinal*. El rumbo del eje sinclinal es de noroeste – sudeste y se extiende desde las proximidades de laguna Concepción hasta más allá donde el río Tucabaca cambia bruscamente de dirección (Figuras 5.8 y 5.9).

El sinclinal de Tucabaca es de flancos muy extendidos (*e.g.* alas amplias) y su núcleo está constituido mayormente por rocas del Grupo Tucabaca del Precámbrico Superior tales como lutitas (*Formación Pesenema*) en la parte superior; mientras que hacia abajo se tiene calizas (*Formación Pororó*), areniscas (*Formación Bocamina*) en forma sucesiva, respectivamente.

El núcleo del sinclinal se encuentra ampliamente cubierto por depósitos cuaternarios mayormente arenosos, situación por la cual las lutitas de la *Formación Pesenema* no están expuestas en forma visible en el núcleo del sinclinal. Las rocas del flanco oriental del sinclinal descansan directamente sobre rocas del Escudo.

Por el contrario, las rocas del ala occidental lo hacen mediante fallamiento inverso con las rocas de edad devónica del *Grupo Santiago* y las del *Grupo El Portón*. En este lugar las areniscas del Grupo Santiago por ser más resistentes que las lutitas y calizas del *Grupo Tucabaca* originan un prominente escarpe topográfico o pared vertical conocido como *El Mirador* (Figura 6.1).

Las rocas del Grupo Tucabaca que conforman la estructura sinclinal fueron ligeramente plegadas acompañado de una intensa deformación localizada, parti-

Figura 6.1: El mirador de Santiago y el valle del río Tucabaca.

cularmente a lo largo de las zonas de desgarre o cizallamiento que bordean el Escudo. Este fenómeno es mejor observado a lo largo del eje Quimome, San José y Taperas. Dataciones por potasio y argón (K/A) señalan que las rocas que conforman el *Sinclinal de Tucabaca* son de edad Precámbrica Superior [17].

Respecto a la naturaleza tectónica de las rocas del Grupo Tucabaca Litherland y colaboradores [16] proponen que las rocas del Sinclinal de Tucabaca pudiera ser una periférica o borde de un *cuasi cratónico entrante* del cinturón móvil principal, el cual es marcado por la *Línea Tectónica de Chiquitos* que sigue el eje Quimome, San José, Santiago y Puerto Suárez, y continúa hasta el río Paraguay donde se hunde en los sedimentos aluviales del río y probablemente prosiga hacia el sureste del Brasil en el Paraná.

### 6.1.2. Anticlinal de Limoncito

El pliegue opuesto a un sinclinal se denomina *anticlinal*; es decir, es una deformación de las rocas en forma elevada donde los flancos o alas divergen hacia afuera y ofrecen una convexidad hacia arriba. Es la zona donde los estratos o capas de las rocas se inclinan en direcciones opuestas o divergen del centro.

La imagen de satélite que se analizó en el presente estudio posibilitó identificar una estructura anticlinal nunca antes mencionada como parte componente de la serranía de Santiago en el tramo Roboré – Chochís. Esta estructura está enteramente estructurada en rocas devónicas del Grupo Santiago.

Se lo denominará *Anticlinal de Limoncito* por estar más próxima a dicha localidad y que corrobora con la formación Limoncito antes definida en la sección de estratigrafía del presente texto.

En ese contexto, la estructura anticlinal de referencia está conformada por la formación El Carmen, que por ser la unidad más antigua define el núcleo del anticlinal y en el flanco marginal occidental, secuencialmente, la componen la formación Roboré y la formación Limoncito.

Resulta que la formación Limoncito debería aparecer o estar también en el flanco oriental, pero no sucede así, ya que la *Gran Falla Inversa de Cabalgamiento* de carácter regional (denominada como la *Línea Tectónica Chiquitos*, elemento tectónico éste muy importante en la conformación definitiva del Continente Sudamericano) la recorta profundamente, se la traga y la hace desaparecer en toda su extensión, poniendo en contacto directo rocas del Grupo Tucabaca del

Precámbrico Superior, especialmente calizas y areniscas de la Formación Pororó y Formación Bocamina.

En el extremo sudeste del Anticlinal Limoncito, el cierre de la estructura es perfecto y completo; mientras que por el sector noroeste se encuentra limitado e interrumpido por una dislocación horizontal (falla de desplazamiento) que lo coloca en empalme o contacto con el macizo del cerro Chochís del Cretácico Superior.

Por otro lado, se observa que la estructura anticlinal de Limoncito está en un nivel inferior con respecto al cerro de Chochís, esto es debido en primer lugar a la erosión diferencial entre las rocas de areniscas muy duras del compacto cerro de Chochís y a las lutitas de la formación Limoncito, que son friables y débiles al desgaste por agentes externos. No obstante, la falla de desplazamiento horizontal (que hemos mencionado) más la falla de carácter normal (que a continuación se describirá) han contribuido ambas para que se de esa diferencia de desnivel del Anticlinal de Limoncito (Figuras 5.8 y 5.9).

Los estudios de Y.P.F.B. referente a la formación El Carmen, que conforma el núcleo mismo del anticlinal de Limoncito, señala que:

> ... la buena selección del grano y el poco contenido de matriz, hacen de esta unidad una excelente roca reservorio de petróleo con porosidades y permeabilidad extraordinaria (tomado de [5])

Para corroborar la hipótesis del estudio, se requiere estudios más detallados de esta estructura geológica (Figuras 5.8 y 5.9).

### 6.1.3. Falla Normal de El Portón

Existe diferencia entre una *falla inversa* (como la mencionada en la sección de arriba) y una *falla normal*. En el primer caso, el bloque activo se desplaza hacia arriba y en muchos casos se produce cabalgamiento sobre rocas de edad más recientes, lo que ocasiona un acortamiento de la superficie del terreno; mientras que en una falla normal el bloque activo o en movimiento se hunde, se traslada hacia abajo, lo que produce un ensanchamiento del terreno.

Esto es lo que ha sucedido exactamente con la *Falla Normal de El Portón* donde el bloque activo (donde está asentada La Torre del mismo nombre) descendió, se hundió y todo el macizo bloque del cerro Chochís se levantó. Pudiera ser que el bloque del macizo de Chochís haya permaneció estático, pero el resultado final se ve en el presente como un portentoso escarpe de por lo menos 900 m de altura, perfectamente visible cuando se transita por las cercanías del lugar.

Pero existe otro hecho curioso que si se avista detenidamente hacia la Torre de El Portón (y esto está de manifiesto por algunas fotografías del lugar) se percibe una ligera inclinación de la Torre hacia el promontorio del cerro Chochís (Figura 6.2), lo que ratifica la existencia de un fenómeno tectónico, como el descrito, en el pasado geológico.

### 6.1.4. Falla Transversal Chochís

Al describir la estructura del anticlinal de Limoncito se mencionó el efecto que causa la falla transversal de Chochís (la misma que recorta el cierre norocciden-

Figura 6.2: Inclinación ligera de la Torre El Portón (Foto: Jorge Aquín).

tal de dicho anticlinal), además que sitúa en unión o yuxtaposición las rocas Devónicas más antiguas del anticlinal con aquellas de edad Cretácica Superior más jóvenes de la montaña de Chochís.

El movimiento horizontal que produce la falla transversal de Chochís, aparentemente tiene ante todo un efecto de compensación y equilibrio para subsanar los desajustes promovidos por la *Línea Tectónica Chiquitos* y el movimiento diferencial de la falla normal de El Portón (Figuras 5.8 y 5.9).

### 6.1.5. Falla Transversal de El Portón

Cuando la punta de rieles del FF.CC. Corumbá – Santa Cruz en construcción se encontraba en el sector de El Portón y Chochís (antes Villorrio de Motacucito), Pascual Choré Rodríguez [7] narra la siguiente anécdota:

> En enero de 1946 el señor Josué, conocido como el doctor Josué de nacionalidad brasilera, era entendido no solo en el asunto de rieles y durmientes, sino también en el caso de la medicina farmacéutica. Josué tenía una surtida farmacia al otro lado del cerro de El Portón, frente al lugar denominado *Biscocho Duro*.

Josué utilizaba personal de cuadrilla, él buscaba y contrataba gente eventual para realizar unos trabajos de emergencia al otro lado de El Portón. El doctor Josué ya llevaba varios días pensando en cómo cruzar al otro lado el obstáculo que desafiaba atravesar el cerro de El Portón, pero ni Josué ni su equipo de cuadrilla fueron capaces de proponer la vía de salida de un lado para el otro y viceversa.

Para satisfacción de este equipo de trabajadores de la *Comisión Mixta Boliviana – Brasilera* y con el apuro de poder cruzar la gran muralla de El Portón, surge la robusta e imponente figura de un *tapir* o *anta* (que el autor lo denomina como el *ingeniero forestal* o *bombero forestal* por su natural forma de hacer frente al fuego exterminador de su propio hábitat) y fue este animal quien condujo a los «empobrecidos en conocimientos selváticos» de la cuadrilla de don Josué; la ruta por donde hoy en día se la conoce como *Pasillo de El Portón*, por donde hoy transita libremente el convoy ferroviario.

Sin embargo, en este relato el *Pasillo de El Portón* tiene su connotación geológica. Resulta que ese rasgo del terreno se lo conoce científicamente dentro del lenguaje geológico y geomorfológico como *abra* o paso (*pass* en inglés y *col* en francés), que no es otra cosa que una abertura, rajadura o desfiladero en las ro-

cas debido a una falla geológica; como también puede ser producido por *erosión retrocedente* de un río hacia sus cabeceras, pero siempre coincidente con una zona de debilidad.

En el tema que estamos tratando sería la *Falla Transversal de El Portón* la que facilitó el trazo de la vía férrea para continuar su construcción. Esto demuestra la importancia de los conocimientos de la Geología en obras de ingeniería.

## 6.2. Tectónica del Mesozoico

### 6.2.1. La falla inversa regional de cabalgamiento

La gran falla inversa regional de cabalgamiento en la zona de estudio se la ha llamado como *Línea Tectónica Chiquitos*. Está demostrado que las deformaciones de la *Faja de Sunsás* (o Cinturón Sunsás) controlaron la tendencia de la *Faja de Tucabaca*; éste en su momento controló el paisaje durante el Paleozoico Superior (Grupo Santiago y San José), controló los márgenes de la cuenca cretácica como también lo hizo la *Línea Tectónica Chiquitos* hasta los días actuales. Asimismo, esta línea tectónica marca el margen o límite sísmicamente activo del escudo o plataforma sudamericana ([17], ligeramente modificado).

Entonces queda claramente destacado que la *Línea Tectónica Chiquitos* del Fanerozoico (post Cretácico Superior y posiblemente de principio del Eoceno) representa el rejuvenecimiento de las estructuras viejas del Precámbrico definidas en los cinturones de Sunsás y Tucabaca.

La *Línea Tectónica Chiquitos* resulta también paralela al rumbo noroeste que se dirige hacia la dirección del *Codo de Arica* [17]. Se puede deducir entonces, que el *Codo de Arica* es la continuación de la *Línea Tectónica Chiquitos*, línea esta que se prolonga hacia el sudeste hasta Paraná en el sudeste brasilero, tal como se mencionó párrafos arriba (Figuras 5.8 y 5.9).

Luego, el *Codo de Arica* marca el cambio de tendencia de norte a noroeste de tres importantes elementos de la Cordillera Oriental de los Andes Centrales: el Cinturón Paleozoico Móvil; el Cinturón Móvil del Mesozoico y Cenozoico de los Andes; el Arco Magmático calco – alcalino de la Cordillera Occidental; y el margen continental actual [32].

Ambos tres cinturones (el Cinturón Paleozoico, el Cinturón Mesozoico y el Cinturón Cenozoico) están por debajo del Basamento Antiguo (cinturones de Sunsás y San Ignacio), los mismos que de alguna manera están ligados o confinados a la costa del Pacífico por el *Macizo de Arequipa* [9], [25], [17].

Por otro lado, el fallamiento de las areniscas del *Grupo El Portón*, que hizo descender a las areniscas rojas del Cretácico Superior a lo largo de la *Línea Tectónica Chiquitos*, indica también rejuvenecimiento de las estructuras Precámbricas; particularmente produciendo un fallamiento y diaclasamiento en los Grupos Sunsás y Macacos con alineamientos prominentes en las cuarcitas del Grupo Sunsás [17].

## 6.3. Tectónica del Cenozoico durante el Terciario

La evolución geomorfológica del área de estudio está íntimamente relacionada a sucesivos ciclos de solevantamientos, fallamiento y erosión en el Periodo Terciario. En este sentido, varias penillanuras (superficie de erosión o *etchplain*) como también depósitos superficiales y formas relictas como la *Torre de El Portón*, han sido reconocidos. Estos, al mismo tiempo proveen las bases necesarias para manifestar que se trata de una *historia ocurrida en el Terciario continental*; es decir, durante todo el Cenozoico o lo que sería el *Ciclo Postgondwana*.

### 6.3.1. La Epirogénesis Santa Ana

En ese contexto la *Epirogénesis Santa Ana* de solevantamiento y fallamiento vertical, fue el evento tectónico último más fuerte durante la fase Plio – Plesitoceno. Este evento se considera el acontecimiento tectónico más grande de los movimientos Cenozoicos y sus efectos dominaron la región controlando la morfología y los límites del escudo (plataforma continental), como también en este caso, controlando los límites de las rocas del Grupo El Portón y los sedimentos de las formaciones Limoncito, Roboré y El Carmen del Grupo Santiago.

La *Epirogénesis Santa Ana* esencialmente deformó a la superficie entre los límites de la superficie de erosión Ipías – El Portón y Chochís, la misma que alteró la serranía de Roboré – Chochís – El Portón; correlacionada esta con la superficie de erosión San Ignacio del sector de la serranía de Huanchaca.

Se estima que entre el Terciario Medio (vale decir a fines del Oligoceno y principios del Mioceno) existió un evento *Post Pega Pega* [17] de corta duración equivalente al solevantamiento del *Cerro Mesa* entre Ipías y Tapera. Este evento puede considerarse el responsable que provocó el fuerte hundimiento de las rocas cretácicas de la zona cerca al *Cerro Mesa* hacia el sudoeste. Por esta razón, aparente paradoja, es que la superficie de aplanamiento del *Cerro Mesa* no es completamente horizontal.

### 6.3.2. Implantación del sistema de drenaje en el área

Finalmente la *Epirogénesis Santa Ana* estableció o impuso el sistema de drenaje actual de los ríos, consecuente con la pendiente de la superficie de erosión Ipías, Portón, Chochís de donde provienen los principales tributarios del río San Rafael y Roboré.

El sistema de drenaje de los ríos del área de estudio (desde Ipías, Portón, Chochís) quedó plenamente establecido en el Plioceno – Pleistoceno (entre 3 Ma y 8 Ma) con el evento de la Epirogénesis Santa Ana (Figura 8.3).

> Los movimientos tectónicos pueden afectar a los ríos de dos modos principalmente: el solevantamiento puede conducir al desarrollo espectacular de cañones, gargantas o desfiladeros, donde los ríos han profundizado sus canales o valles más rápidamente que los procesos denudacionales, pudiendo ampliar y profundizar sus cauces (Figura 6.3); y la subsidencia puede provocar también que los ríos eroden sus cabeceras si el nivel de base local o general desciende. ([8])

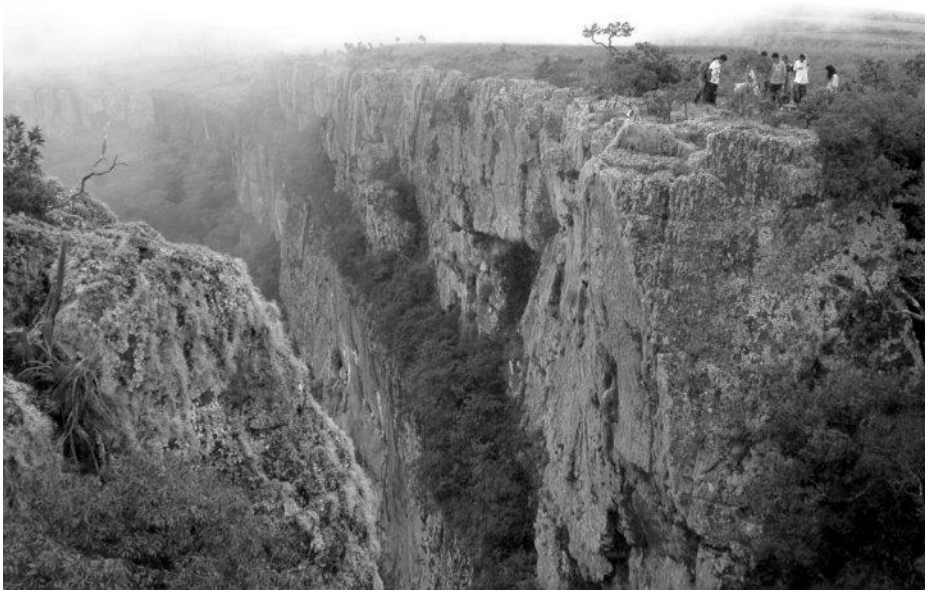


Figura 6.3: Profundización del cauce de los ríos.

### 6.3.3. La profundización del cauce de los ríos y formación de cascadas o chorros

Posteriormente se produce una rápida incisión y profundización del cauce de los ríos y formación de cascadas o chorros, la influencia de movimientos tectónicos localizados como la *Epirogénesis Tres Lagunas* ocurrida en el Pleistoceno y principios del Holoceno, más o menos entre 1,8 Ma y 0,10 Ma, durante el Cuaternario (Figura 8.3).

Desde la estabilización de la superficie de erosión Ipías, Portón, Chochís (Nivel 3), equivalente esta a la superficie de erosión San Ignacio de Litherland y Power [17], el retroceso del escarpe en dirección oeste se detiene; mientras tanto se

producía el rejuvenecimiento o profundización del cauce de los ríos debido a *variaciones eustáticas* (Figura 6.3); es decir, al descenso o regresión marina del nivel del mar, como también a los movimientos tectónicos ocurridos. Todo esto permitió la aparición de *cascadas* o *chorros*; como por ejemplo el *Chorro de San Luis* aproximadamente entre 1,8 Ma y 0,10 Ma.

Una *cascada* o *chorro* es una interrupción brusca del perfil longitudinal de un río en la que el agua cae verticalmente, las que al caer desarrollan en el lecho rocoso profundas *depresiones cerradas* (*plonge pool*), cuyo tamaño está en función de la altura de la caída del agua. Sin duda alguna, los chorros o cascadas son las formaciones tectónicas fluviales más espectaculares y de gran atracción turística [13] (Figura 6.4).

## 6.4. La reciente etapa Neotectónica

Se denomina Fase Neotectónica o Etapa Neotectónica a los acontecimientos que continuaron a los procesos operados durante la *Epirogénesis Santa Ana* del Plioceno – Pleistoceno.

### 6.4.1. Superficie de erosión Tres Lagunas

Uno de los elementos neotectónicos de esta etapa es la *Superficie de Erosión Tres Lagunas*, según Boulangé y Litherland [6], al estudiar la Serranía de Huanchaca.

En el caso del sitio de estudio del presente texto esta etapa correspondería al

Figura 6.4: Chorro de San Luís.

tramo que une las poblaciones de Chochís, Limoncito, la comunidad de San Pedro y el borde de los límites de Roboré. Esta etapa ocurrió durante el Pleistoceno y principios del Holoceno, en el Cuaternario.

La evidencia de *solevantamientos epirogénicos*, que todavía están ocurriendo, pueden ser inferidos a razón del proceso aún vigente de la sedimentación, que está siendo aún controlada por fallamiento, fracturas o diaclasamiento [17].

# 7 Génesis y evolución geomorfológica

A lo largo de todas las exposiciones analizadas arriba se ha corroborado que el área de estudio ha sido en gran parte consecuencia de lo acontecido durante y después de los eventos sucedidos en el *Escudo Precámbrico*. De tal modo, resulta casi imposible separar la génesis de la evolución posterior del paisaje y sus formas de relieve del área de estudio.

Después de estar totalmente construida y casi estabilizada la estructura del edificio Precámbrico al finalizar el Proterozoico Superior (Grupo Tucabaca), como también la del Paleozoico Superior (Grupo San José y Santiago) y aún la del Grupo El Portón del Cretácico Superior, como se ha visto; resulta que debido a las deformaciones ocurridas en la Faja Sunsás replicadas en los grupos sucesivos superiores y finalmente en el Cretácico Superior, queda claramente definida y destacada la *Línea Tectónica Chiquitos* del Fanerozoico (post Cretácico Superior).

La *Línea Tectónica Chiquitos* posiblemente de principio del Terciario (Eoceno) construyó un nuevo orden orográfico donde los sucesos posteriores modelarían el paisaje actual del tramo Roboré – El Portón, como también los anteriores sucedidos en el *Ciclo Gondwana* y lo ocurrido en el *Ciclo Postgondwana*.

En el periodo Terciario el clima del Mesozoico cambia y se estabiliza en el Eoceno y a fines del mismo. En el Oligoceno se inicia los ciclos de erosión, denudación y formación de los diferentes niveles topográficos antiguos (también llamados gradas o superficies de aplanamientos) hasta el Plio – Pleistoceno (fines del Terciario y principio del Cuaternario); momento en el cual concluye el tallado final del relieve actual del área en cuestión con superficies de erosión o aplanamientos en gradas, *inselbergs* de forma turricular donde sobresale la *Torre de El Portón* como elemento relicto más fascinante de lo sucedido (Figuras 7.1 y 7.2).

Total, aproximadamente 167 Ma tuvieron que transcurrir para lograr el sorprendente paisaje ancestral del Municipio de Roboré.

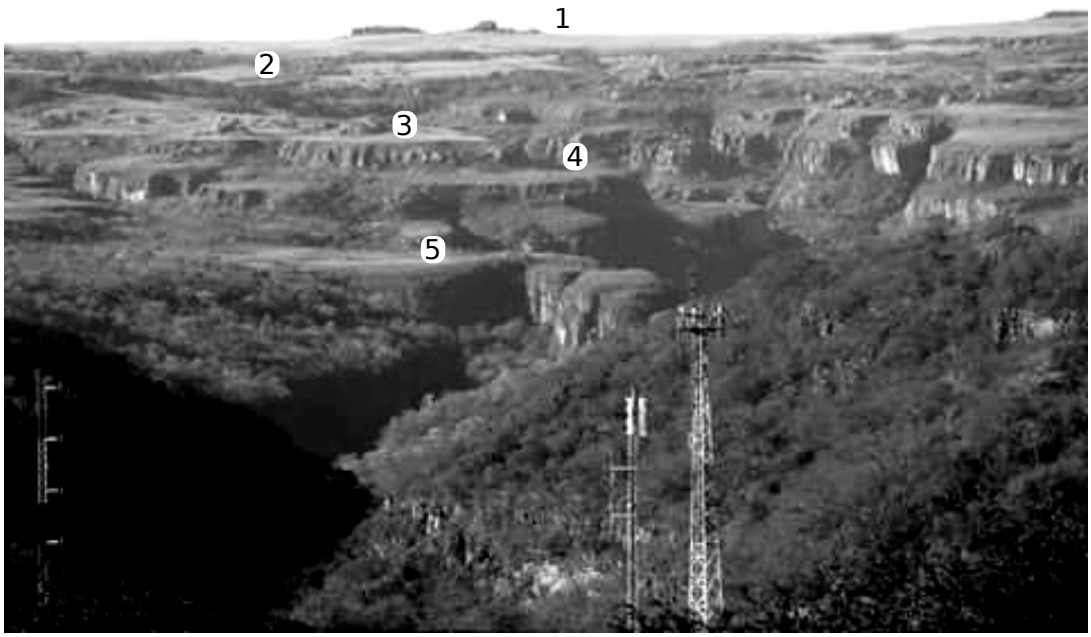



Figura 7.1: Diferentes niveles de aplanamiento (Foto: Mitsuaki Hatanaka).

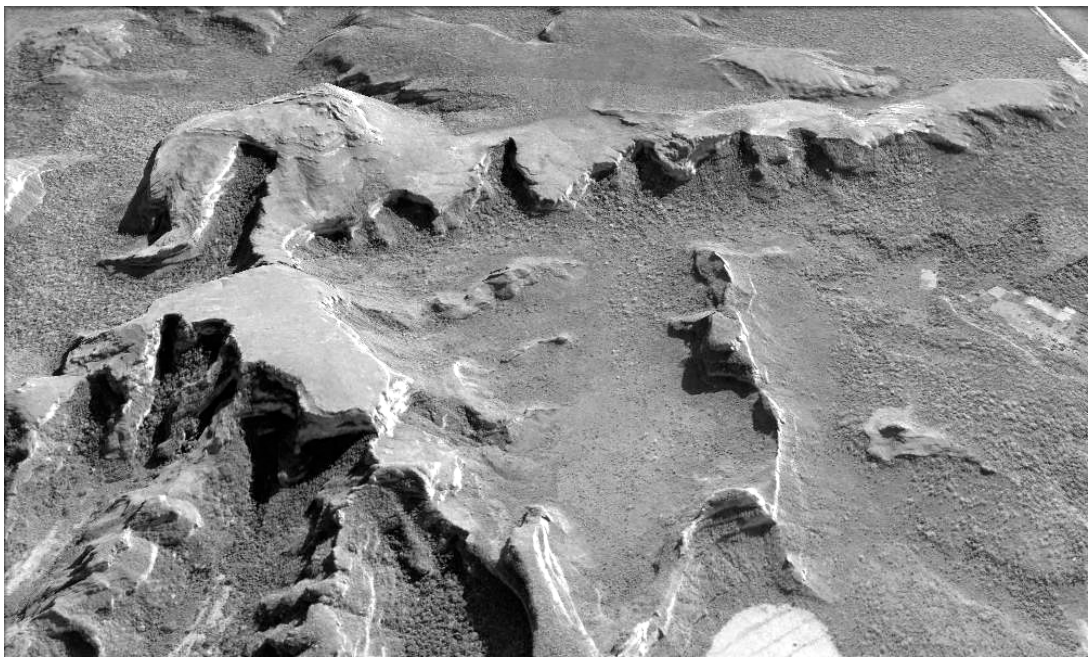


Figura 7.2: Vista aérea de los diferentes niveles de aplanamiento (Foto: adaptado de Google Earth, 2016).

## 7.1. Antecedentes geohistóricos del Continente Gondwana

Hace unos 300 Ma la Tierra no tenía siete continentes como en la actualidad, sino que había un gran supercontinente llamado *Pangea*, que estaba rodeado por un solo océano llamado *Panthalassa*, predecesor del océano Pacífico.

Luego de unos varios miles de años el supercontinente Pangea empezó a resquebrajarse y en su separación formó dos continentes: Gondwana que incluía los actuales África, Australia, América del Sur y el Subcontinente Indio en el hemisferio Sur; y Laurasia en el hemisferio Norte (Figura 7.3).

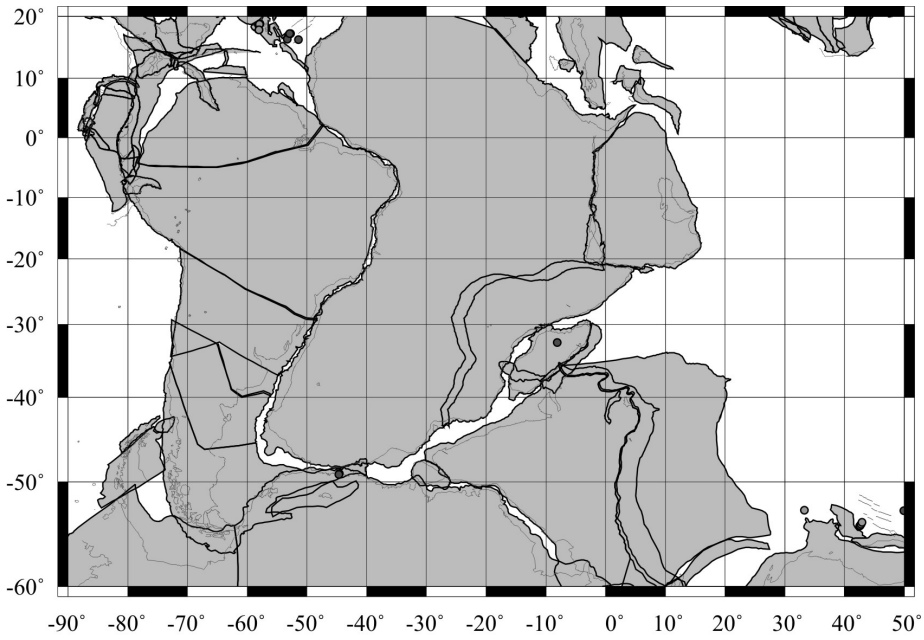



Figura 7.3: Configuración del continente Gondwana en el pasado, hace 300 Ma[27].

La configuración actual de los continentes es poco probable que sea la última. Los supercontinentes se han ido formando varias veces a lo largo de la historia de la Tierra para escindirse en nuevos continentes en un proceso continuo. Ahora mismo, por ejemplo, Australia está avanzando lentamente hacia Asia y la parte oriental de África se está desprendiendo poco a poco del resto del continente.

Según Blakey [4] a fines del Jurásico (aproximadamente 150 Ma) África y Sudamérica estuvieron unidas o por lo menos en cierto contacto, acomodándose sobre áreas continentales de miles de kilómetros de longitud. En ese entonces, el océano Atlántico ya había sido abierto en su porción septentrional; pero el océano Atlántico del Sur no había nacido todavía. Por consiguiente, las masas

continentales eran enormes y la circulación oceánica era totalmente diferente a la situación presente.

Entonces se esperaba que hubiera una continuidad de climas, ecosistemas y paisajes en aquellas tierras ubicadas en la actualidad a ambos lados del actual océano Atlántico. De este modo, tales formas de escala continental se han extendido tanto en Brasil como en África occidental y meridional, conjuntamente en Argentina, Uruguay y el archipiélago de las Malvinas como áreas marginales.

Por ejemplo, la India estaba localizada a lo largo del lado este de África, pero Australia estaba empezando a moverse o alejarse cada vez más y más. Por otro lado, la Antártida oriental estaba ubicada entre la India y Australia; sin embargo, las características del paisaje de la Antártida no eran aún notables; además porque este continente estaba totalmente cubierto por una espesa capa de hielo; por tanto faltaban mayores evidencias superficiales.

Estas condiciones fueron mantenidas, como se mencionó desde fines del Jurásico y durante principios del Cretácico, alrededor de 130 Ma a 115 Ma, pero el rompimiento y la deriva continental ya había empezado a fines del Triásico con las aperturas de amplias regiones de la plataforma continental entre ambos continentes: Laurasia y Gondwana; y por supuesto, ya se había establecido la conexión entre ambos lados del océano Atlántico.

Lo que resulta obvio, según Blakey [4], es que en esta época las condiciones ambientales en las áreas adyacentes de ambos continentes fueron de alguna manera diferentes y que los climas regionales ya habían cambiado, aproximadamente en el Eoceno Medio y fines del mismo, como consecuencia de las nuevas condiciones,

tanto geográficas como tectónicas.

Ya a fines del Cretácico (posiblemente a principios del Cretácico Superior), alrededor de más o menos 90 Ma, la separación entre ambos continentes fue ampliada y la comunicación del mar entre ambos continentes ya había sido completada con una circulación oceánica que anunciaba las condiciones que se darían en el Cenozoico (Terciario).

Como quiera que el proceso de desplazamiento o deriva de los continentes continuara se habrían generado diferentes condiciones ambientales para la evolución del paisaje en ambos lados del océano Atlántico.

### 7.1.1. El Ciclo Gondwana en el Mesozoico(Triásico, Jurásico, Cretácico)

El concepto de paisaje del Gondwana fue definido por Fairbridge [24] en la *Encyclopedia of Geomophology* pág. 483, como

> ... un *paisaje ancestral* compuesto de una serie de remanentes aplanados que registran trazas de episodios de aplanamientos antiguos durante fines del Mesozoico, localmente Jurásico o Cretácico. Estos hechos han sido denominados como el *Ciclo Gondwana* de la superficie de la Tierra en los continentes del hemisferio sur que ocurrieron principalmente en Australia, África, Brasil, particularmente en áreas Cratónicas,

o en regiones Intercratónicas de la Cubierta de Plataforma Sudamericana ado-

sadas al Escudo, como es el caso de El Grupo El Portón.

Estos *paleopaisajes* fueron generados cuando el Supercontinente Gondwana aún estaba en su lugar y similares condiciones tectónicas, climáticas, y sus fragmentos desplazados han posibilitado su conservación (Cuadro 7.1).

> [24] [15] Es así que ello no está relacionado a los continentes modernos, sino al antiguo supercontinente de Gondwana y es conocido como el Ciclo Gondwana de la superficie de la Tierra. (Lester King, 1967)

## 7.2. Separación del Continente Gondwana

A fines del Triásico (hace 180 Ma) se inicia el rompimiento del continente Gondwana del Pangea y con ello se genera climas muy húmedos con mayor evaporación, abundantes precipitaciones. Además el nivel del mar se elevó con grandes transgresiones marinas sobre los continentes.

Ahora bien, la extensión relativamente grande de los mares redujo el *albedo* que al absorber la energía del sol sin reflejarla al exterior aumenta la temperatura del mar y emite gases de *efecto invernadero* (*greenhouse*) hacia la atmósfera, lo que permitió climas mucho más calientes y húmedos ([29], pág. 42).

En este mismo periodo se menciona que se produjeron cambios en la topografía del fondo de los océanos, situación que también pudo ser responsable de la expansión de los mares poco profundos, hecho que forzó un incremento de la

evaporación.

De ello resulta entonces, que a principios del Jurásico se incrementa en mayor cantidad el contenido de $CO_2$ en la atmósfera. Durante todo el Jurásico existen también evidencias que el metano ($CH_4$) fue desprendido desde el fondo de los mares a una gran escala, incrementando aún más el contenido de *gases invernaderos* en la atmósfera.

En el Cretácico Medio es cuando empieza a desplazarse el continente Gondwana; es decir, se inicia la deriva del continente. A fines del Cretácico se establece un arreglo casi similar al de la posición actual de los continentes, y es el momento también cuando aparece el Océano Atlántico en su ubicación actual.

En este entendido, a fines del Cretácico (en el Cretácico Superior) el Grupo de El Portón de nuestra área de estudio ya estaba localizado en el lugar actual. De este modo se concluye que la separación o rompimiento del continente Gondwana se inició a fines del Triásico hace aproximadamente 180 Ma y termina ese alejamiento hasta ubicarse en su situación presente a fines del Cretácico, más o menos 65 Ma atrás. De lo que se desprende que todo ese hecho histórico de la Tierra duró alrededor de 115 Ma aproximadamente (Cuadro 7.1).

## 7.3. Inicio y conclusión del clima hipertropical

Resulta que mientras se estaba realizando el desprendimiento o separación del continente Gondwana, ya las nuevas condiciones climáticas del continente se iban

modificando; resulta entonces que en el Jurásico Medio y fines del mismo empieza a generarse un sorprendente clima denominado *Clima Hipertropical* llamado así por su dureza en cuanto a temperaturas extremas nunca antes experimentadas ni sentidas en la actualidad, y abundantes precipitaciones de hasta 10000 mm, un verdadero diluvio universal.

Este clima hipertropical originó un profundo intemperismo químico con frentes de intemperización de hasta 1000 m de profundidad en determinados lugares más próximos a la línea ecuatorial. En el mismo momento del Jurásico Medio y fines del mismo se produce un mayor incremento del contenido de $CO_2$ en la atmósfera, mucho más harto o en mayor cantidad que en la actualidad y que fue continuando durante todo el Jurásico.

Debido a las aperturas o rajaduras ocasionadas por la separación y deriva del continente Gondwana se producen erupciones volcánicas que incrementa en mayor grado el desprendimiento del $CO_2$ a la atmósfera. Debido a este mayor desprendimiento de $CO_2$ aumentó la capacidad de fotosíntesis en las plantas, y esto hizo que surja una gran expansión de un bosque lluvioso y de las sabanas en aquellos tiempos [29]. En otras palabras, la vegetación absorbe $CO_2$ en el momento de la fotosíntesis y genera una expansión de un bosque lluvioso.

Otras evidencias de fines del Jurásico señalan que en este periodo se registraron las máximas temperaturas de la superficie del agua de mar, temperaturas más calientes que en los días actuales, mostrando que este fue el periodo de mayor calentamiento de la Tierra [12].

A principios del Cretácico las temperaturas del fondo marino fueron de cinco a

siete veces más calientes que las actuales. En el Cretácico Medio alrededor de 100 Ma, la temperatura media global en la superficie del mar fue entre seis a doce más elevadas que actualmente [29].

En general, el Cretácico fue un periodo homogéneamente extendido hace más de 80 Ma, mayormente bajo un clima muy caliente y muy húmedo, donde la transgresión o expansión del mar continuó y grandes porciones de los continentes fueron sumergidos.

Por lo tanto, el supercontinente Gondwana en el Cretácico estuvo bajo condiciones extremadamente húmedas y calientes. Además, la gran extensión del Océano Pacífico a bajas latitudes, es decir próximas al Ecuador, pudo también haber descendido el *albedo* total de la Tierra, incrementando fuertemente el calentamiento de los océanos; por consiguiente, se dieron otros altos momentos calientes de la Tierra con mayor evaporación y mayor precipitación.

El alto contenido de $CO_2$ en la atmósfera pudo haber aumentado la magnitud del *efecto invernadero* durante el Cretácico comparado con las condiciones actuales.

De acuerdo a esto, la solución del enorme efecto del invernadero podría haber dado lugar a una alta evaporación desde el océano comparado con las condiciones actuales. A mayores temperaturas de los océanos mayor evaporación y se da las mayores precipitaciones nunca dadas en la historia de la Tierra.

Es así que las altas temperaturas forzaron mayores cantidades de evaporación aumentando el contenido de agua en la atmósfera; por consiguiente, una mayor precipitación sobre los continentes bajo condiciones climáticas muy calientes.

Esta situación forzó una mayor transgresión marina.

Las precipitaciones muy altas generaron altos volúmenes de agua, así como mayor escurrimiento superficial como infiltración hasta niveles muy profundos (muchos cientos de metros) por debajo del subsuelo. Esta situación generó procesos extremadamente intensos de un intemperismo químico profundo y creó espesos *mantos de intemperización* con grandes *perfiles de intemperización.*

Se puede asumir que en aquellas zonas ricas en $CO_2$, es decir regiones con bosque tropical húmedo, el espesor de la zona intemperizada ha podido ser mucho más alto, tal vez entre 700 m y 1000 m de profundidad.

De acuerdo con todas esas circunstancias mencionadas, se puede decir que el clima generado durante el Jurásico Medio y fines del mismo (todo el Cretácico) parte del Paleoceno y aún a principios del Eoceno (Terciario) habrían dominado la región del Gondwana. Este clima pudo ser considerado como *hipertropical*, sin analogía alguna, el cual fue responsable de la génesis de notables formas relictas de paleopaisaje (paisajes ancestrales) como los que se describe en este texto.

De todo aquello, resulta que dichas condiciones climáticas imperantes: colosales y cuantiosas precipitaciones e intemperismo químico profundo, generaron importante cantidad de *debrís*, derrubios o material descompuesto de las rocas preexistentes; los cuales permanecieron estables por mucho tiempo (todo el Paleoceno y principios del Eoceno) hasta el Eoceno Medio y fines del mismo, cerca a los 15 Ma debido a la amplia estabilidad tectónica imperante y el cambio mundial del clima.

En este momento cuando el clima mundial cambió, empieza los ciclos de erosión o denudación y los derrubios o *detritos* fueron removidos hasta el *frente del intemperismo antiguo* quedando estos expuestos; es decir, queda expuesta otra vez la roca no alterada o descompuesta (Cuadro 7.1).

Cuadro 7.1: Eventos del Ciclo Gondwana.

| Ciclo Gondwana | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Mesozoico | | | | |
| Separación de Gondwana | | | Clima hipertropical | |
| A finales del Triásico se inicia la separación del continente Gondwana del Pangea hace aproximadamente 180 Ma. Al mismo tiempo se genera un clima más húmedo con mayor evaporación y transgresiones marinas. | A principios del Jurásico se desprende $CH_4$ del fondo del mar; a finales del Jurásico (150 Ma) África y Sudamérica estuvieron unidos, pero ligeramente se abre el océano Atlántico en la parte norte, mientras que en la parte sur aún no. Se acumula mayor cantidad de $CO_2$ en la atmósfera. Esto se mantiene así hasta principios del Cretácico. | En el Cretácico Medio y finales del mismo (hace 115 Ma) empieza a desprenderse el continente Gondwana (inicia la Deriva Continental). En este momento es cuando aparece la parte sur del océano Atlántico. Todo esto sucedió hace aproximadamente 115 Ma. | Durante el Jurásico Medio y finales se inicia el clima hipertropical, llamado así por su dureza en temperaturas extremas, abundantes precipitaciones. Se incrementa el contenido de $CO_2$ en la atmósfera. Al mismo tiempo, se producen erupciones volcánicas, se modifican las condiciones climáticas y se incrementa la vegetación. A principios del Cretácico y hasta el Cretácico Medio se produce un incremento en la temperatura del mar. | En el Cretácico Superior se produce una importante cantidad de debrís (material fragmentado) como consecuencia del clima hipertropical anterior, dando mayor escurrimiento superficial y una mayor infiltración en el subsuelo hasta grandes profundidades. Disminuye el *albedo* y se incrementa el $CO_2$ en la atmósfera con alta evaporación. Es el periodo más caliente y más húmedo de la tierra y con las mayores precipitaciones. En el límite entre el Cretácico y el Terciario se da las más altas temperaturas del mar. Esto sucedió hace 110 Ma. |

## 7.4. El Ciclo Postgondwana en el Cenozoico (Terciario, Cuaternario)

Cuando el clima mundial cambió en el Eoceno Medio y fines del mismo (Terciario) y cuando la reactivación tectónica de los Andes (que sucedió al mismo tiempo), la cubierta de detritus recién fragmentado (o material intemperizado producido y acumulado particularmente durante todo el Cretácico por las condiciones climáticas imperantes, tal como se ha expuesto líneas arriba) fue removido o denudado hasta el frente del intemperismo más antiguo, exponiendo los diferente niveles no intemperizados.

Así, únicamente las raíces del *perfil de meteorización* fueron preservadas y expuestas en la superficie con ocasional presencia de arcillas, mayormente kaolinita o materiales lateríticos. Sin embargo, únicamente las rocas frescas no alteradas quedaron expuestas en forma de superficies aplanadas.

Por estas razones sobresale en el paisaje formas tales como *etchplain* (superficies grabadas) o superficies de erosión], además de otras importantes *formas relictas* o residuales como *inselbergs*, *bornhard* (Figura 7.4), *corstone* (Figura 7.6), *tors* (Figura 7.5) y diferentes tipos de duricostras o lateritas; consideradas como las formas relictas más relevantes en las condiciones climáticas descritas (Figura 8.2(a)).

Las rocas que conformaban las raíces del perfil de intemperización no pudieron ser posteriormente descompuestas ni denudadas, porque el clima ya no sería un clima hipertropical nunca más, ni hubo la oportunidad de que existiera el

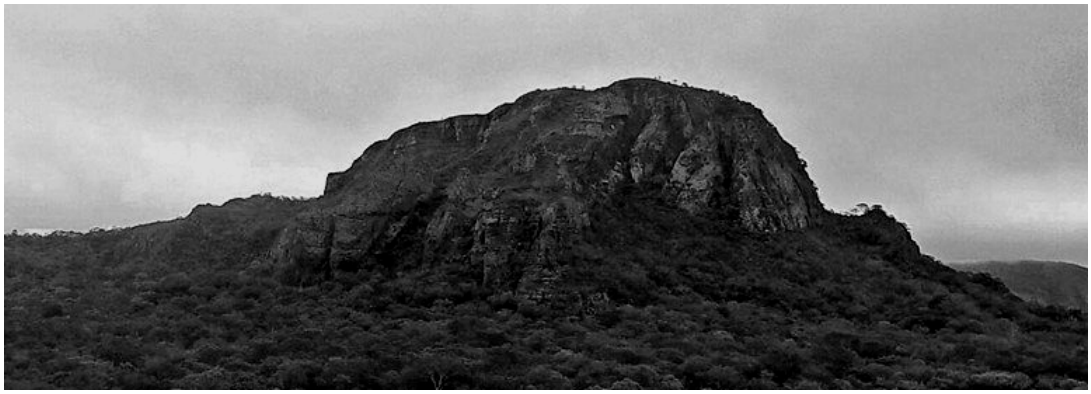


Figura 7.4: Bornhard.

suficiente calor y agua disponible.

Por otro lado, las nuevas condiciones no permitieron el retorno de estos procesos de intemperismo químico durante todo el Cenozoico (Terciario), ni aun en áreas tropicales actuales, ya que el efecto invernadero disminuyó considerablemente debido a la reducción en la atmósfera del contenido de $CO_2$ [23].

A partir de este momento, cuando los detritus o derrubios fueron removidos es cuando se dan las condiciones para que el paisaje y relieve de El Portón, Chochís, Roboré y áreas adyacentes vayan surgiendo poco a poco a través de los periodos geológicos sucesivos, considerándolos como indicadores paleoclimáticos de lo sucedido durante el Mesozoico como en el Cenozoico (Tabla 7.2 y Figura 7.7).

(a) Ejemplo 1.

(b) Ejemplo 2.

Figura 7.5: Tors (Fuente: Facebook).

Cuadro 7.2: Eventos del Ciclo Postgondwana (parte de la Figura 7.7).

<table>
<tr><td colspan="2">Final Ciclo Postgondwana</td><td colspan="2">Inicio Ciclo Postgondwana</td></tr>
<tr><td colspan="2">Mesozoico</td><td colspan="2">Cenozoico</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Cretácico Superior</td><td rowspan="2">En el límite K-T se da las más altas temperaturas del mar.</td><td rowspan="2">Terciario (Paleoceno)</td><td>A principios del Eoceno se produce un cambio climático</td></tr>
<tr><td>En el Eoceno Medio y Eoceno Superior se inicia el ciclo de erosión. La cubierta de debrís intemperizada fue denudada y transportada exponiendo los diferentes niveles de erosión</td></tr>
</table>

(a) En la plaza de Chochís.

(b) Cercanías de Santiago.

(c) Llamada *La tortuga*.

Figura 7.6: Corestones o bloque de rocas (Fuente: Facebook).

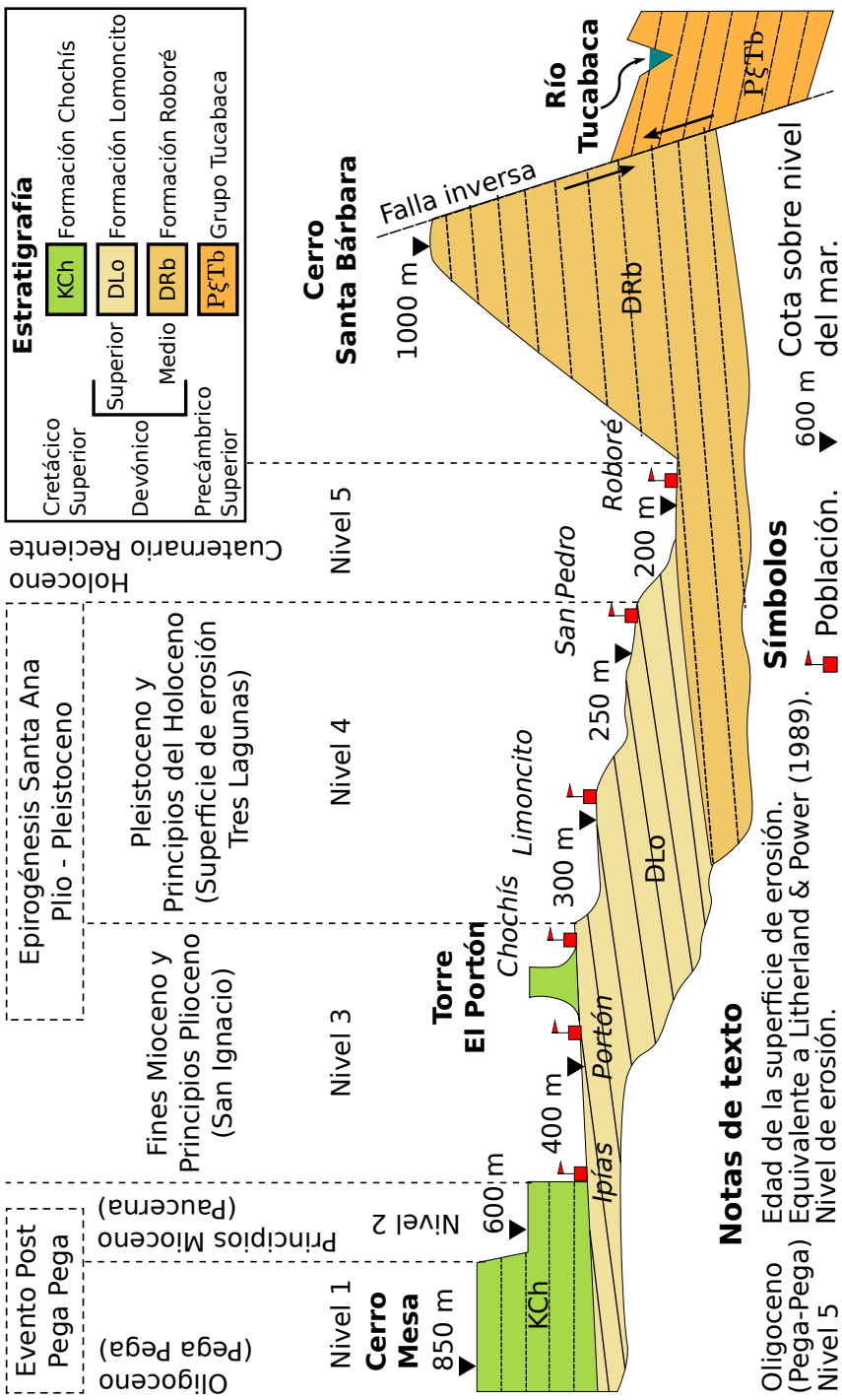



Figura 7.7: Esquema de los eventos del Ciclo Postgondwana (Parte del Cuadro 7.2). Colores según la Comisión para el Mapa Geológico del Mundo (París, Francia).

## 7.5. Inicio y evolución del paisaje entre Roboré y El Portón

Concluido el alto periodo de estabilidad tectónica durante el tiempo que duró el clima hipertropical (desde el Jurásico Medio y fines del Cretácico Superior, en el Terciario, Eoceno Medio y fines del mismo que coincidió con la reactivación tectónica de los Andes) se inicia una nueva evolución del paisaje entre Roboré y El Portón.

Esta evolución tuvo diferentes ciclos de erosión y transporte de materiales sueltos, denudación y formación de los desiguales niveles (gradas o superficies de aplanamientos) antiguos hasta el Plio – Pleistoceno (fines del Terciario y principios del Cuaternario).

A partir de este momento se concluye el tallado final del relieve actual del área en cuestión, con los diferentes niveles de superficies de erosión (Figuras 7.1 y 7.2).

Lo más sobresaliente de este proceso es el *inselberg* de forma turricular llamado *Torre de El Portón* (Figura 7.8), como elemento relicto más fascinante de lo sucedido a través de la historia geológica del área. Total, aproximadamente 167 Ma tuvieron que transcurrir para lograr el sorprendente paisaje ancestral del Municipio de Roboré.

Entre los rasgos más destacados de los *inselberg*[1] que se encuentran entre Ro-

[1] *Inselberg*, es una voz alemana que significa *cerro o monte isla* que se destaca de una planicie o superficie de erosión y de laderas abruptas, y en muchos casos rectilíneas y verticales. El vocablo *inselberg* es de carácter genérico.

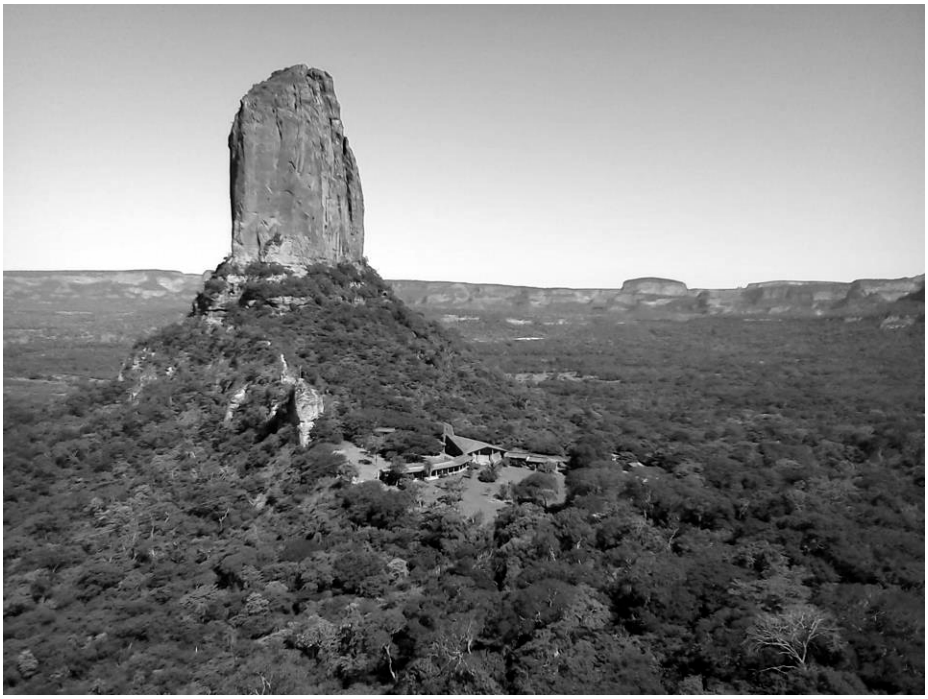


Figura 7.8: Torre El Portón.

boré y El Portón, como se mencionó líneas arriba, pueden ser de los siguientes tipos.

1. De forma *turricular* como la Torre de El Portón.

2. De forma de domo o forma redondeada (masivos y de alturas moderada en algunos casos y muy altos en otros) llamados *bornhard* o *inselberg en domo*, como aquellos que se los puede observar en el trayecto de Ipías a San José y el Sutó, por ejemplo.

3. Los *pilares monolíticos* como los encontrados en el Mirador de Santiago, que son otra forma de *inselbergs* que reconocen en su formación las mismas

condiciones de climas antiguos en su formación (Figura 7.9).

4. Los *tors* o *inselberg en bloques*, que son amontonamiento de enormes bloques de rocas desnudas acastilladas, (apiladas unas sobre otras) pero que desafortunadamente en el área de estudio no se han podido identificar; no obstante pueden existir en algún otro lugar como muestran las fotografías de la figura 7.9 en las cercanías de Santiago de Chiquitos. Sin embargo, como ejemplo, se puede citar aquellos *tors* que se exponen en las proximidades entre San Ramón y San Javier camino a Concepción (Figura 7.10).

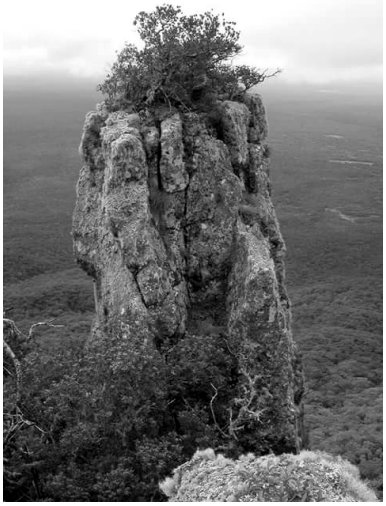
5. Los *corestone*, que son enormes núcleos o bloques de piedras aislados o diseminados en la planicie, como el que se exhibe en la plaza de Chochís.

Todas estas formas relictas o residuales, al igual que la presencia de *duricostras*, como ya se discutió en capítulo anterior, son testimonio de lo sucedido a través del tiempo geológico; eventos ampliamente expuestos en líneas precedentes de este texto.

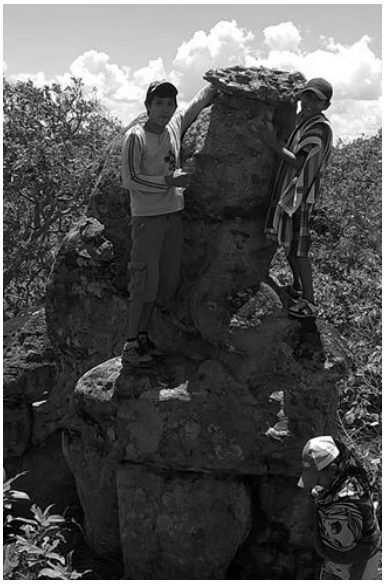
## 7.6. Origen de los inselbergs

Los inselbergs fueron formados por una combinación de procesos de una superficie de erosión o *etchplain en formación* con el retroceso de las pendientes bajo la influencia de un intemperismo diferencial de la roca, ya sea debido a la resistencia mecánica de la roca como también a las características estructurales.

Ahora bien, las rocas del basamento rocoso (ya sea con escasez de diaclasas o con



(a) Formado.



(b) Denudado.

(c) En proceso de formación.

(d) Denudado.

Figura 7.9: Monolitos de Santiago de Chiquitos (Fuentes: Facebook).

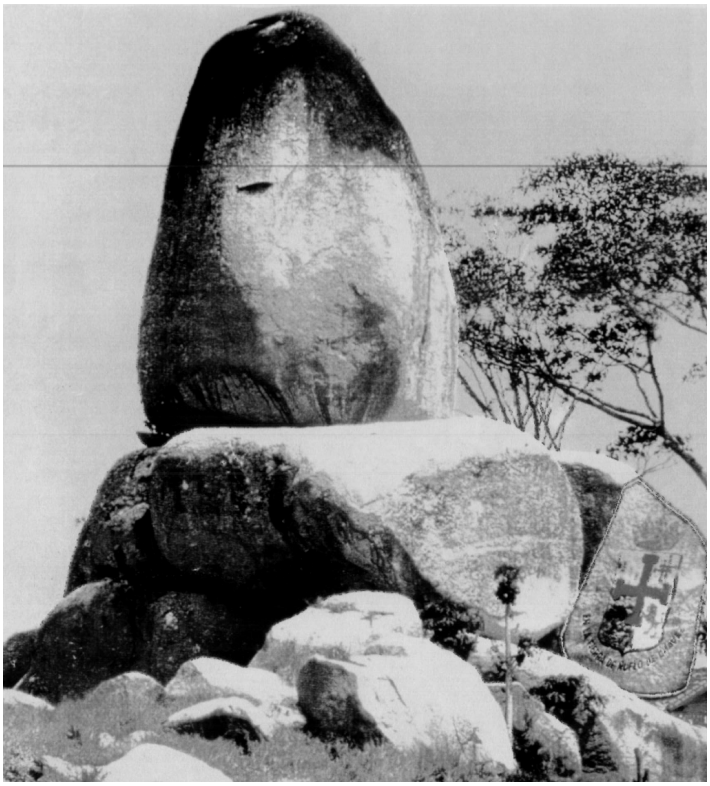


Figura 7.10: Tor entre Concepción y San Javier de Velasco

diaclasas cerradas o sin diaclasas) permanecen inalteradas por la alta resistencia mecánica de la roca. Estas rocas resultan ser rasgos relictos positivos después de la denudación y transporte de materiales sueltos [28].

Estos procesos son desarrollados durante la fase final de la evolución de los paisajes ancestrales del *Ciclo Postgondwana*.

Los inselberg pueden ser formados en diferentes tipos de rocas; en el caso que nos ocupa, están desarrollados en areniscas de la formación Chochís. Similares procesos son responsables de los *inselberg en domo* o *bornhard*.

La evolución de estos paleopaisajes incluye varias fases:

- el desarrollo del nivel de la superficie de erosión (o etchplain);
- la denudación de los frentes del intemperismo (material suelto o *debrís* hasta el tope de la roca fresca);
- la remoción de la cubierta intemperizada alrededor de la roca fresca (áreas estas cubiertas por los *corestone* o núcleos de roca); y
- la preservación de porciones de rocas más resistentes [28].

Todos ellos, como se mencionó, están característicamente desarrollados en paisajes multicíclicos, donde las superficies de erosión o aplanamientos fueron formadas y subsecuentemente denudadas debido a un *solevantamiento relativo* (o epirogénesis) y debido a una incisión de los cursos de las corrientes de los ríos.

También pudo tener su participación el proceso de retroceso de los escarpes. Sin embargo, algunos materiales del paisaje ha logrado sobrevivir gracias a su estructura masiva.

Todo el proceso de evolución de estos relieves antiguos o relictos reconoce su formación en climas húmedos y calientes con abundante vegetación y bajo un intemperismo químico profundo.

Los *bornhard* son grandes volúmenes de masa rocosa masivas muy resistentes como las areniscas de la formación Chochís, con cumbres o cimas parecidas a un *domo*; donde los precipicios laterales, en muchos casos, son extremadamente

verticales hacia su base con ausencia total de suelos.

Como quiera que los avances del intemperismo sean desde la superficie hacia abajo y a través de las fracturas (rajaduras o planos de exfoliación) hacia la parte interior del manto de intemperización, en el paisaje se encuentra material totalmente desintegrado y descompuesto, como también bloques de piedras de roca fresca no descompuesta.

Esto conduce a la formación de *núcleos de piedras* o *corestone*, circundado por un material saprolítico o roca profundamente descompuesta o meteorizada. Con el tiempo, todos los materiales residuales son progresivamente removidos o eliminados por acción del agua, y los *corestone* o *bloques de piedra* se apilan unos sobre otros en la superficie de erosión.

Luego los *corestone* no intemperizados (bloques de roca fresca) forman acumulaciones sobre la superficie del terreno. A estos materiales se los llama *tors*, que son rocas *amontonadas* en forma de pila o castillo, tal como se los aprecia en el trayecto entre San Ramón, San Javier y Concepción. Muchos de estos bloques o núcleos de piedras pueden después estar dispersos en campo abierto por la caída o el desprendimiento de los *bloques basculantes* de la pila o castillo que formaban el *tor* (Figuras 7.4), 7.5 y 7.10).

Por todo ello, tanto los *corestone* como los *tors* son muy comunes en los paleopaisajes de Godwana e importantes rasgos en la interpretación de climas antiguos [23].

## 7.7. Niveles o superficies de erosión entre Ipías y Roboré

En forma simplificada se describirá los diferentes niveles de erosión identificados en el tramo estudiado, del más antiguo hacia el más reciente.

1. Superficie de erosión *Cerro Mesa*.

   **Edad** Oligoceno del Terciario Medio, entre 40 Ma y 35 Ma.

   **Morfología** Superficie plana a ligeramente inclinada hacia el sudoeste de tipo homoclinal y cuesta, deformada por la Epirogénesis Santa Ana.

   **Litología** Modelada sobre rocas cretácicas de la formación Chochís.

   **Ubicación** Entre Ipías y Tapera hacia el Oeste.

   **Altura** 850 msnm, la superficie de aplanamiento o *Etchplain* más elevada del sector, separado del nivel inmediato inferior por un escarpe o pared vertical de 250 m.

   **Correlación** se la compara o es equivalente con la *superficie de erosión laterítica Pega Pega* de Litherland y Power [17] de la serranía de Huanchaca, como también similar a la *superficie de erosión Chayanta* en los *Andes Potosinos*.

   **Vegetación** Sabana arbolada de pastizales y *arbustos de tajibales*. La fisonomía florística está controlada por el tipo de suelos, mostrando fuerte contraste con la cubierta vegetal de las unidades subyacentes.

**Suelos** Posiblemente conformados por arcillas del tipo gohetita en la base de color amarillo y hacia el tope por hematita de color rojizo. Tanto el tipo de vegetación como los suelos manifiestan un tono gris blanquecino en la imagen de satélite, fácilmente identificable.

2. Superficie de erosión *Alturas de Ipías*.

**Edad** Principios del Mioceno, entre 25 Ma y 20 Ma.

**Morfología** Superficie plana de estructura horizontal conformando *meseta estructural*.

**Litología** Esculturado en rocas de edad cretácica de la formación Chochís.

**Ubicación** En las alturas al sudoeste de Ipías.

**Altura** 600 msnm, altitud coincidente con la cima de la Torre de El Portón; separado del nivel inmediato inferior por un escarpe o pared vertical de 200 m.

**Correlación** Equivalente con la *superficie de erosión laterítica Paucerna* de Litherland y Power [17] de la serranía de Huanchaca.

**Vegetación** A este nivel la vegetación de pastizales han desaparecido, predominando especies florísticas de un bosque bajo y arbusto densos de tallos y ramas retorcidos entre mezclados con cactáceas gigantes.

**Suelos** Se trata de suelos arenosos de coloración rojiza intensa o suelos

lateríticos residuales y formas aterrazadas de paleosuelos.

3. Superficie de erosión entre Ipías – El Portón – Chochís.

   **Edad** Fines del Mioceno y principios del Plioceno, entre 10 Ma y 5 Ma.

   **Morfología** Plana a ligeramente inclinada según la pendiente del terreno.

   **Litología** Modelada en rocas de la formación Limoncito, lugar donde la Torre de El Portón (Figuras 7.8), conformada por rocas de edad cretácica, se asienta discordantemente sobre dicha formación. Tal vez en este nivel se encuentren corazas endurecidas, ferricretas, formando *brechas ferruginosas* (Figura 5.5).

   **Ubicación** En el trayecto Ipías – Chochís.

   **Altura** 400 msnm, separado del nivel inmediato inferior por un escarpe o pared vertical de 100 m.

   **Correlación** Equivalente con la *superficie de erosión laterítica de San Ignacio* de Litherland y Power [17] de la serranía de Huanchaca.

   **Vegetación** Al igual que el nivel de más arriba predomina especies florísticas de un bosque bajo y arbustos densos de tallos y ramas retorcidos entre mezclados con cactáceas gigantes.

   **Suelos** Ídem al anterior nivel. Suelos arenosos de coloración rojiza intensa o suelos lateríticos residuales y formas aterrazadas de paleosuelos. Las

formas aterrazadas de paleosuelos posiblemente fueron compactados, laterizados y estabilizados durante la formación de la *superficie de aplanamiento Tres Lagunas* y han respondido como una unidad competente a los movimientos tectónicos diferenciales posteriores de la Epirogénesis Santa Ana [17].

4. Superficie de erosión entre Chochís – Limoncito – San Pedro.

   **Edad** Pleistoceno y principios del Cuaternario, aproximadamente 1.8 Ma.

   **Morfología** Ondulada a ligeramente inclinada según la gradiente del terreno.

   **Litología** Desarrollada íntegramente sobre lutitas de la formación Limoncito.

   **Ubicación** A lo largo de la ruta Chochís, Limoncito, San Pedro y otras comunidades.

   **Altura** Los desniveles oscilan entre 300 y 250 msnm y la diferencia de cota con la anterior unidad es de 100 msnm; es decir entre Limoncito y Chochís, aproximadamente.

   **Correlación** Puede ser equivalente con la *superficie de aplanamiento de Tres Lagunas* de Boulangé y Litherland, 1978 [17].

   **Vegetación** Bosque bajo y arbustos densos de tallos y ramas retorcidos con escasas cactáceas dispersas y muy intervenida por actividades

ganaderas, particularmente.

**Suelos** Arenosos de coloración gris amarillenta rojiza, ligeramente diferente a los anteriores en lo referente a la tonalidad por la menor componente ferruginosa.

5. Depresión de Roboré rellenada por depósitos recientes.

**Edad** Holoceno, Cuaternario muy reciente de aproximadamente 10 mil años atrás; posiblemente entre el Mesolítico y Neolítico.

**Morfología** Deprimida en relación con la unidad circundante y ligeramente inclinada en dirección al nivel de base local del río Roboré.

**Litología** Mayoritariamente compuesta por material superficial de textura arenosa. A lo largo del cauce del río Roboré, particularmente hasta el lugar denominado Las Lajas, afloran areniscas de la formación Roboré, antes descrita.

**Ubicación** Ubicado al pié del borde sudoeste de la serranía de Roboré, lugar donde se asienta la ciudad del mismo nombre. Conforma la cuenca hídrica del río Roboré.

**Altura** 200 msnm. Existe una diferencia de 50 msnm con las comunidades cercanas como San Pedro y otras y, con la de Limoncito más o menos 100 msnm.

**Correlación** No se conoce una correlación o equivalencia con otros lugares

para poder afirmarlo.

**Vegetación** Por el avance de la mancha urbana la vegetación primaria está muy intervenida

**Suelos** Particularmente se trata de suelos arenosos de coloración amarillenta rojiza muy espesos y de alta permeabilidad. A pocos metros se puede encontrar material rocoso, tanto de la formación Roboré como de la formación Limoncito.

# 8 Conclusiones

## Ciclo Gondwana

1. A fines del Triásico se inicia la separación del continente Gondwana y concluye en el Cretácico Medio.

2. El clima hipertropical se inicia en el Jurásico Medio y fines del mismo y concluye en el Cretácico Superior. Con ello se inician fuertes precipitaciones que produce un fuerte intemperismo químico profundo de las rocas, produciéndose durante el Paleoceno y el Eoceno abundante material clástico. Durante el Eoceno Medio el material suelto o descompuesto es transportado dejando expuestas la superficie de las rocas no intemperizadas y no alteradas. Durante el Paleoceno, dadas las condiciones descritas, se formaron las lateritas o duricostras (Figura 8.1).

## Ciclo Postgondwana

3. Durante el Ciclo Postgondwana y particularmente durante el Oligoceno aparecen las principales formas relictas, tales como los *etchplain* o su-

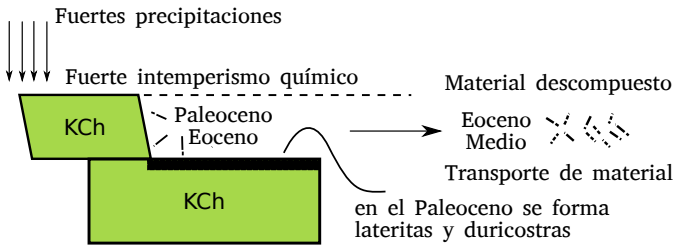


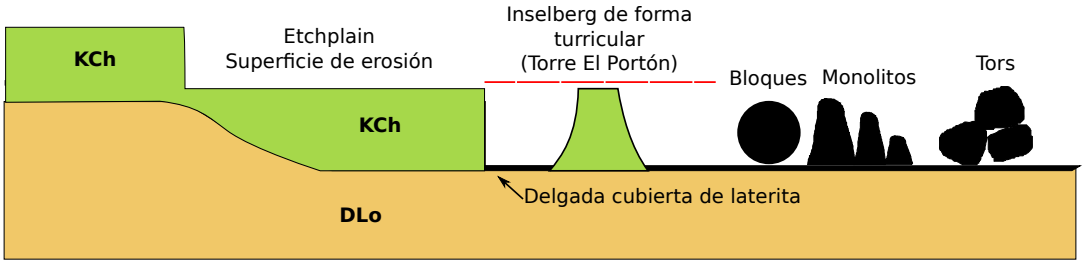

Figura 8.1: Ciclo Gondwana, eventos del clima hipertropical.

perficies de erosión, los *inselbergs* de forma turricular (e.g la Torre de El Portón); los *corstone* (bloques de rocas), los monolitos (*e.g.* como los monolitos de Santiago), los tors y finalmente una delgada cubierta laterítica (Figura 8.2(a)).

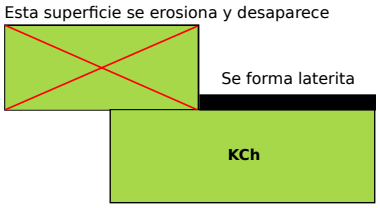
4. El material descompuesto se erosiona y es eliminado principalmente por gravedad y acción de las aguas; mientras que la otra porción de roca cubierta por una capa laterítica dura, permanece (Figura 8.2(b)).

5. La cubierta laterítica dura evita la erosión de la parte superior; mientras que la roca subyacente que es menos resistente se erosiona más fácilmente. Por erosión diferencial entre una y otra roca se originan los cerros testigos o buttes, dando origen a una inversión de relieve y a una nueva figura relicta (Figura 8.2(c)).

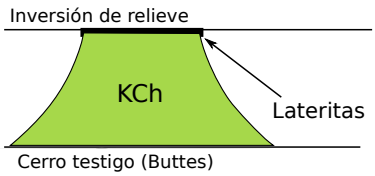
6. En el Plio - Pleistoceno (3 – 8 Ma) con la Epirogénesis de Santa Ana se instalan los principales ríos del área. Entre el Plesitoceno y el Holoceno (1,8 – 0,1 Ma) se produce la profundización de los valles de los ríos durante la epirogénesis Tres Lagunas (Figura 8.3).




(a) Erosión, formación de inserlbergs, bloques monolitos, y tors, y formación de cubierta laterítica delgada.




(b) Se produce mayor erosión en los millones de años posteriores.




(c) Se produce una inversión de relieve por el proceso de erosión diferencial.

Figura 8.2: Ciclo Postgondwana.

En la Figura 8.4 se muestra la columna estratigráfica generalizada del área de estudio y las diferentes unidades estratigráficas o formaciones geológicas que comprende cada Grupo.

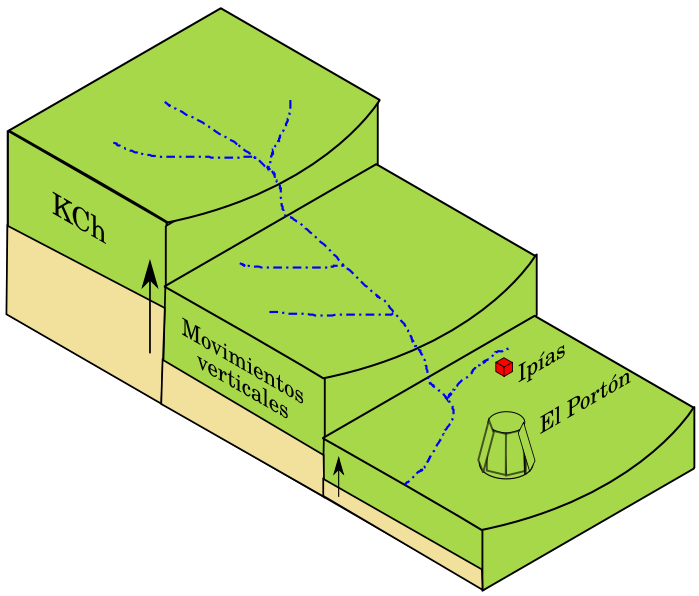



Figura 8.3: Instalación y profundización de los ríos.

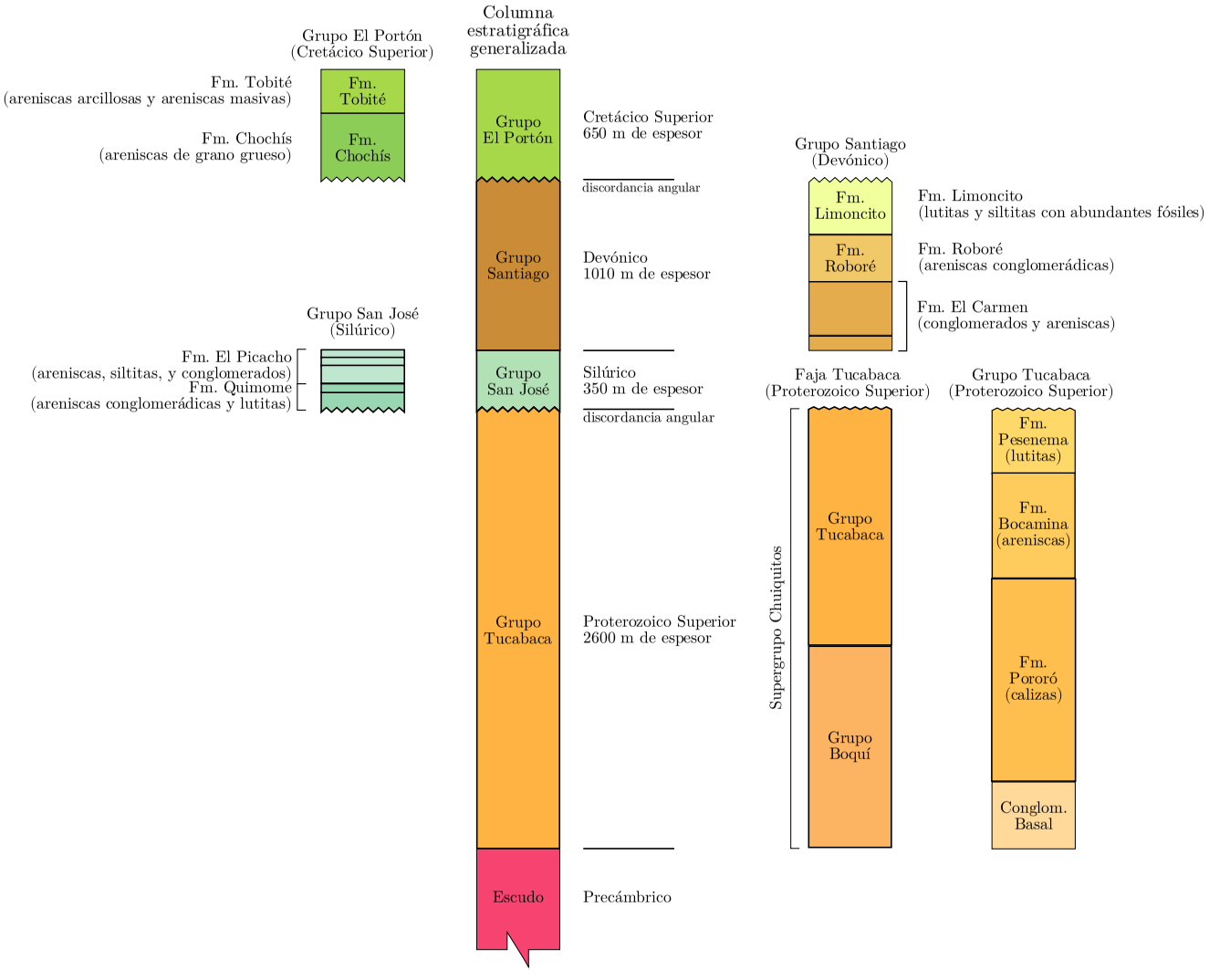



Figura 8.4: Columnas estratigráficas, colores según la Comisión para el Mapa Geológico del Mundo (París, Francia).

# Bibliografía


[1] Federico Ahlfeld. *Geología de Bolivia*. Ministerio de Economía Nacional, Dirección General de Minas y Petróleo, República de Bolivia., Buenos Aires, Argentina., 1946.

[2] Federico Ahlfeld and Leonardo Branisa. *Geología de Bolivia*. Instituto Boliviano del Petróleo, La Paz, Bolivia., 1960.

[3] O. Barbosa. Contribução a geología da região Brasil - Bolivia. *Mineração Metalurgia*, 5(13):111–132, 1947.

[4] R.C. Blakey. Carboniferous-permian paleogeography of the assembly of Pangea. In Th.E Wong, editor, *Proceedings of the 15$^{th}$ International Congress of Carboniferous and Permian Stratgraphy*, number 443-456, pages 443–456, Amsterdam, Netherlands, AUG 2007. Royal Dutch Academy of Arts and Sciences.

[5] Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos. Resumen de la geología petrolera de bolivia. 1972.

[6] B. Boulangé and M. Litherland. Surfaces dáplanissmente en zone amazonienne de Bolivie (région de San Ingnacio de Velasco - Santa Cruz). Tech-

nical Report Serie Geologique 10(1), Officede a Recherche Scientifique et Technique Ountre-Mer (Paris), Paris, 1978.

[7] P. Choré-Rodriguez. Fundación de Santa Ana de Chiquitos del Carmen y sus comunidades. 1996.

[8] Charmers M Clapperton. Quaternary geology and geomorphology of south america. *Geomorphology*, 11(4):347–349, March 1995.

[9] E.J. Cobbing, J.M. Ozard, and N.J. Snelling. Reconnaissance gechornology of the crystalline basement rocks of the coastal Cordillera of Southern Perú. *Geological Society of America Bulletin*, 88:241–246, 1977. Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie.

[10] G.A. Departamento Santa Cruz. El Carmen Rivero Torrez pasado y presente: recorriendo los municipios del corredor bioceánico. Technical report, Gobierno Autónomo Departamento Santa Cruz.

[11] A.L. DuToit and F.R.C. Reed. A geological comparison of south america with south africa. Technical report, Carnegie Institution, Washington, 1927.

[12] L.A. Frakes. *Climates throughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam, 1 edition, 1979.

[13] M. Gutierrez Elorza. *Geomorfología climática*. Omega, Barcelona, 1 edition, 2001.

[14] W.A. Hess. Chiquitos exploration 1959. Geol. Prog. Rep., Bolivian Gulf

Oil Company, Santa Cruz, Number 54, 1959.

[15] L.C. King. *Morphology of the Earth*. Oliver and Boyd, Edinburg, 2 edition, 1967.

[16] M. Litherland, R.N. Annells, J.D. Appleton, J.P. Berrangé, K. Bloomfield, C.C.J. Burton, D.P.F. Darbyshire, C.J.N. Fletcher, M.P. Hawkins, B.A. Klink, A. Llanos, W.I. Mitchel, E.A. O'Connor, P.E.J. Pitfield, and G. Power B.C. Webb. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. Overseas Memoir 9, British Geological Survey, London, 1986.

[17] M. Litherland and G. Power. The geologic and geomorphologic evolution of Serranía Huanchaca, eastern Bolivia: The legendary "Lost World". *Journal of South American Earth Sciences*, 2(1):1–17, 1989.

[18] M. Litherland and British Geological Survey. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. Overseas memoir. H.M. Stationery Office, 1986.

[19] E.A. O'Connor, P.E.J. Pitfield, and M. Litherland. Landscape and landsat over the Eastern Bolivian Shield. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 64:97–109, 1987.

[20] E.A. O'Connor and D.H.G. Walde. Recognition of an eocambrian orogenic cycle in south western brazil and south eastern bolivia. *Zentralblatt füer Geologie und Paleontologie*, 9-10:1441–1456, 1985. Teil I: Allgemeine,

Angewandte, Regionale und Historische Geologie.

[21] Alcide Dessalines dÓrbigny, Karl Friedrich Philipp von Martius, and Jean François Camille Montagne. *Voyage dans lÁmérique Méridionale : (le Brésil, la république orientale de lÚruguay, la République argentine, la Patagonie, la république du Chili, la république de Bolivia, la républiquedu Pérou), exécuté pendant les années 1826, 1827, 1828, 1829, 1830, 1831, 1832, et 1833 /*, volume t.1 (1826-1838). Paris :Chez Pitois-Levrault, (1826-1838).

[22] J. Pareja, C. Vargas, R. Suárez, R. Ballón, and C. Villarroel. Mapa geológico de Bolivia. Memoria explicativa, Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, La Paz, 1978.

[23] J. Rabassa and C. Ollier. *Gondwana Landscapes in southern South America: Argentina, Uruguay and southern Brazil*. Springer Earth System Sciences. Springer Netherlands, 2014.

[24] Fairbridge Rhodes Whitmore. *The Encyclopedia of Geomorpholgy*, volume 3 of *Encyclopedia of Earth Sciences*. Van Nostrand Reinhold, June 1968.

[25] R.M. Shackleton, A.C. Ries, M.P. Coward, and P.R. Cobbold. Structure, metamorphism and gechronology of the arequipa massif of coastal perú. *Journal of the Geological Society of London*, 136:195–214, 1979.

[26] W. Shellmann. An introduction in laterite: Products and processes of intensive rock weathering. `http://www.laterite.de/`, 2013. lecture.

[27] L.O. Suarez-Burgoa. *Descripción del macizo rocoso: introducción a la ingeniería de rocas de superficie y subterránea*. El Autor, Medellín, 2 edition, Jul 2013.

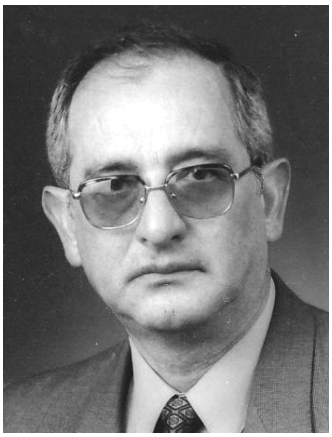
[28] C.R. Twidale. *Encyclopedia of geomorphology*, chapter Inselbergs, pages 556–559. Reinhold, New York, 1968.

[29] A. Uriarte Cantola. *Historia del clima de la Tierra*. Gobierno Vasco, Departamento de Transportes y Obras Públicas, Dirección de Meterología y Climatología, Pais Vasco, 1 edition, 2004.

[30] Jorge Valera López. Geología de los depósitos de minerales metálicos. *Escuela Académica profesional de Ingeniería de Minas de la UNMSM*, 1987.

[31] K.E. Yamaguchi. Iron isotope compositions of fe-oxide as a measure of water-rock interaction: An example from Precambrian tropical laterite in Botswana. *Frontiers Research on Earth Evolution*, 2:1–4, 2010.

[32] W. Zeil. *The Andes, a geological review*. Gebrüder Bornträger, Berlin, 1 edition, 1979.



**Milton Suárez Montero** nació en Roboré (Santa Cruz - Bolivia) y fueron sus padres don Ernesto Suárez Román y doña Vitalia Montero Barba. Hizo sus estudios primarios en la Escuela Fiscal Dr. Ángel Sandoval Peña y la educación secundaria en el Colegio Marista de los Sagrados Corazones donde concluyó el bachillerato con la promoción *Primicias* de dicho establecimiento, sobresaliendo como el alumno más aventajado, buen amigo y destacado deportista.

En la Universidad Mayor de San Andrés (UMSA) de la ciudad de La Paz obtuvo el título profesional de Ingeniero Geólogo y distinguido como mejor alumno. En el Instituto Internacional Prospección Aeroespacial y Ciencias de la Tierra (ITC) de la Universidad de Twente se graduó como *Master of Science* en *Geomorfología Aplicada a Recursos Naturales con el uso de Sensores Remotos*. Realizó otros estudios de postgrado en la Universidad de West Lafayete (IN); Venezuela y Chile. Asistió a importantes eventos técnicocientíficos como expositor, tanto nacionales como internacionales.

Ocupó cargos como Director Ejecutivo Nacional del Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL) y Director del Programa del Satélite Tecnológico ERTS [proyecto de convenio entre GEOBOL (Bolivia) y la NASA (EE.UU.)]. Fue docente universitario en la UMSA y Escuela Militar de Ingeniería (EMI) en La Paz; director de la Carrera de Ingeniería Geográfica, Vicedecano y Decano de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UMSA; coordinador Nacional de Proyectos de Cooperación Internacional con los gobiernos de Holanda e Italia.

**Milton Suarez Montero** nació en Roboré (Santa Cruz - Bolivia). Es Ingeniero Geólogo de la Universidad Mayor de San Andrés (UMSA) y Maestro del Instituto Internacional de Prospección Aeroespacial y Ciencias de la Tierra (ITC) de la Universidad de Twente. Ocupó cargos como Director Ejecutivo Nacional del Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL), director de la Carrera de Ingeniería Geográfica, Vicedecano y Decano de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UMSA. Fue docente universitario en la UMSA y la Escuela Militar de Ingeniería (EMI).

Colegio Marista de los Sagrados Corazones, Roboré (Foto: Jorge Aquín).

Este texto muestra de forma clara y apacionante, desde el punto de vista de la Geología, el mistisimo de la vasta región del paisaje del municipio de Roboré en la provincia Chiquitos. La presente monografía es un texto científico orientado a aquel lector que no es experto en temas técnicos. Está escrito en lenguaje fácil y con los conceptos claros de geología y geomorfología, muchas veces de forma repetida y con sinónimos para que el lector se vaya familiarizando con los términos técnicos que se usa.